Studien zur Talgeschichte der Großen Wiese im Schwarzwald

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

naturwissenschaftlich-mathematischen Fakultät

der

Großh. Badischen Albert-Ludwigs-Universität zu Freiburg i. Br.

vorgelegt von

Bernhard Brandt

aus Berlin

Mit 2 Karten und 3 Tafeln

KARLSRUHE

G. Braunsche Hofbuchdruckerei und Verlag

1914

Studien zur Talgeschichte der Großen Wiese im Schwarzwald

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

naturwissenschaftlich-mathematischen Fakultät

der

Großh. Badischen Albert-Ludwigs-Universität zu Freiburg i. Br.

vorgelegt von

Bernhard Brandt

aus Berlin

ACAD. LUGD. BAT. BIBL.

Mit 2 Karten und 3 Tafeln

KARLSRUHE

G. Braunsche Hofbuchdruckerei und Verlag

1914

Referenten: Prof. Dr. *W. Deecke*,
Prof. Dr. *L. Neumann*.

Dekan: Prof. Dr. *L. Gattermann*.

Vorbemerkungen

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Untersuchungen im Tale der Großen Wiese bezweckten ursprünglich hauptsächlich, den Zusammenhang der älteren Talbodenreste herzustellen und ihre Natur — glacial oder fluviatil — zu ergründen und nach Beziehungen der Formen der feineren Talskulptur zu den zerstörenden Kräften zu suchen. Es wurden zunächst Resultate von einer gewissen allgemeinen Bedeutung erwartet, die auch für benachbarte Täler Gültigkeit haben. Das Tal der Großen Wiese wurde als Vertreter einer regionalen Talgruppe ausgewählt, weil es das größte und markanteste Tal des südlichen Schwarzwaldes ist, also aus rein äußerlichen Gründen.

Die Untersuchung ergab aber zunächst statt Klarheit die Notwendigkeit, weiteren Fragen nachzugehen. Ferner machten die Begehungen des Gebietes auf eine Reihe eigentümlicher Formen aufmerksam, deren Ursache von größerer Bedeutung für das Verständnis des ganzen Talbildes zu sein schien. Dabei wurde immer klarer, daß die individuellen Züge dieses Tales die regionalen überwiegen. Infolgedessen verschob und erweiterte sich das Ziel der Aufgabe. Da es unmöglich war, den Einzelproblemen getrennt nachzugehen, mußten alle Talformen untersucht und in Verbindung miteinander gebracht werden. Der Schritt vom kausalen zum zeitlichen Zusammenhange ist nicht groß, so daß schließlich die weiteren Untersuchungen von dem Bestreben geleitet wurden, Material für eine Talgeschichte zu sammeln.

Solange die geologischen Geschicke des südlichen Schwarzwaldes und der angrenzenden Landschaften nicht vollständig geklärt sind, kann eine erdgeschichtliche Darstellung des Talgebietes nur ein Versuch sein. Weil das Tal sich morphologischen Studien recht günstig erwies, weil die Untersuchung eine Anzahl eindeutiger Resultate ergab, die sich ohne Zwang an im Vorlande gewonnene, gesicherte Erkenntnisse anknüpfen ließen, ist dieser Versuch gewagt worden. Daß es sich nur um einen unvollständigen Entwurf der großen Züge der Talgeschichte handelt, soll die einschränkende Fassung des Titels andeuten.

Den Mangel der topographischen Karte können die beigegebenen Kartenskizzen nur unvollkommen ersetzen. Es wurde weniger Wert auf die Anführung aller nicht zu umgehender Lokalbezeichnungen als vielmehr darauf gelegt, an geeigneten Ausschnitten die charakteristischen Formen anzudeuten.

Ihr Zustandekommen verdankt die Arbeit den Anregungen und der vielfachen Unterstützung der Herren Prof. Deecke und Neumann in Freiburg. Ferner gebührt Dank den Ratschlägen des Herrn Prof. Königsberger in Freiburg in geophysikalischen Grundfragen. Die Arbeiten im Felde wurden in dankenswerter Weise gefördert durch das Interesse und die Unterstützung vieler Herren in Schönau, insbesondere der Herren Forstmeister Dießlin und Bezirksarzt Dr. Staatsmann.

Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorbemerkungen I

Literatur und Karten VII

1. Das Talgebiet 1

2. Der Gebirgsbau im Talgebiet 3

3. Die Reste älterer Talböden 6

4. Laufveränderungen in horizontaler Richtung 11

5. Die beckenförmigen Talerweiterungen 15

6. Die ehemaligen Seen 24

7. Die Täler 32

   a. Anomalien des Talnetzes 32

   b. Die Täler im Carbongebiete 34

   c. Die Täler im kristallinischen Gestein 36

   d. Tektonik und Talbildung 38

   e. Taldichte 43

8. Die feinere Talskulptur 45

9. Die Talgeschichte 48

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545322_0026

Verzeichnis

der benutzten Literatur und Kartenwerke

Deecke, W., Zur Tektonik des Schwarzwaldes (Manuskript).

Dinu, Jon J., Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im östlichen Pfälzerwalde (Hardt). Verhandl. d. Naturhist.-mediz. Ver. zu Heidelberg 1912 Bd. XI S. 328—399.

Gilliéron, Les anciens glaciers de la vallée de la Wiese. Archive d. sciences phys. et natur. 1876.

Gutzwiller, A., Ein Beitrag zur Kenntnis der Tertiärablagerungen der Umgebung von Basel. Verh. der Nat. Ges. in Basel. Band IX. 1893.

Huber, A., Beiträge zur Kenntnis der Glacialerscheinungen im südöstlichen Schwarzwald. Neues Jahrb. für Min. usw. Beilageband XXI. 1905.

Hydrographie, Beiträge zur . . . des Großherzogtums Baden. Bände XI. und XIV. 1905 und 1908.

Neumann, L., Die Dichte des Flußnetzes im Schwarzwald. Gerland, Beiträge zur Geophysik. Band IV. 1900.

Philipp, H., Studien aus dem Gebiete der Granite und umgewandelten Gabbro des mittleren Wiesentales. Mitt. der Großh. Bad. Geol. Landesanstalt. Band VI. pag. 330 ff.

Steinmann, G., Die Spuren der letzten Eiszeit im hohen Schwarzwald. Freib. Univ.-Festprogramm 1896.

Karten

Reichskarte 1 : 200000. Bl. Freiburg i. Brg.

Topographische Karte von Baden 1 : 25000. Blätter: Feldberg, Todtnau, Zell, Wehr.

Eck, Geognostische Übersichtskarte des Schwarzwaldes 1 : 200000. Lahr 1886—87.

Philipp, H., Kartenbeilage zu der oben angeführten Arbeit.

Regelmann, Geologische Übersichtskarte von Württemberg u. Baden usw. 1 : 600000.

1. Das Talgebiet

Die Leitlinien in der Gliederung der Masse des südlichen Schwarzwaldes sind zwei Höhenzüge, die vom Feldberg (1495) aus nach SW und S verlaufen (Karte I, Nebenkarte). Der eine zieht über Notschrei (1121) und Belchen (1415) zur Sirnitz (1119) und zum Blauen (1165), der andere über Herzogenhorn (1415) und Blößling (1309) zum Hochkopf (1263) um, sich allmählich erniedrigend, seinen Abschluß in der Hohen Möhr (983) zu finden. Von diesen Höhenzügen, die nur von wenigen, meist über 1000 m hoch liegenden Pässen eingeschartet sind, wird wie von Mauern ein im Mittel 15 km breites muldenartig eingesenktes Gebirgsstück umschlossen, das Talgebiet der Großen Wiese. Der südliche Steilabfall des Schwarzwaldes grenzt unvermittelt an das niedrige, tafelförmige Vorland, so daß der Lauf des Flusses im Schwarzwalde ein allseitig scharf abgegrenztes Gebiet darstellt. Fast alle durch die Höhenzüge und das eingeschlossene Tal gelegten Querprofile zeigen die gleichen, die Plastik des Wiesentales kennzeichnenden Merkmale (Taf. I Fig. 1).

Von dem westlichen Höhenzuge, der steil zum Rheintal abfällt, senkt sich das Gebirge ziemlich rasch zur Wieserinne. Östlich vom Flusse erfolgt ein steiler Anstieg zu dem anderen Höhenzuge, nach dessen Überwindung die Ostabdachung des Schwarzwaldes erreicht wird, eine Hochebene, die ganz langsam nach SO hin fällt und von einer Reihe meist steilwandiger, gleichmäßig geböschter Täler zerschnitten wird, deren Breite niemals die des Wiesentales erreicht. Der westliche Höhenzug hat demnach die Gestalt eines Kammes, während der östliche einer Stufe gleicht, ähnlich der des Schwarzwaldabfalls gegen das Rheintal.

Das Albtal, ein Vertreter der östlichen Talgruppe beginnt gleich dem Wiesentale am Feldberg. Vergleicht man die Höhen der Talböden beider Flüsse in gleichen Abständen von ihren benachbarten Quellgebieten, so ergibt sich, daß die Sohle der Wiese überall eine tiefere Lage hat als die der Alb (Taf. I Fig. 1):

Feldberg (Seebuck)
1448 m

			Entfernung			
Große Wiese	660 m	Todtnau	7 km	Bernau	900 m	Alb
	540 »	Schönau	13.5 »	St. Blasien	770 »	
	450 »	Atzenbach	21 »	Immeneich	630 »	

Der Unterschied der Höhen nimmt talabwärts ab. Demgemäß ist die Gefällskurve der Wiese fortgeschrittener und ihr Talgebiet weiter entwickelt als das der Alb und der Täler der östlichen Talgruppe.

Trotz mannigfacher Abweichungen im einzelnen hat das Wiesesystem eine ausgesprochene Südrichtung. Die Unterläufe der östlichen Talgruppe sind zwar auch nach S gerichtet, indessen besteht dort bei den Oberläufen und Zuflüssen eine unverkennbare Neigung, südostwärts zu fließen, die nach O zu immer deutlicher hervortritt.

Das Wiesentalgebiet steht also nach Größe und Gestaltung des Entwässerungsgebietes, nach Schärfe der Umgrenzung, nach Talentwicklung und Flußrichtung der östlichen Talgruppe durchaus gegenüber. Indessen ist es keineswegs gleichmäßig ausgebildet in der Weise, daß es allmählich an Gefälle ab- und an Breite zunähme. Steigt man vom Feldberg zur Wiese hinab, so gelangt man in ein breitsohliges, wannenförmiges Glacialtal, das sich von den übrigen, am Feldberge beginnenden Tälern nicht unterscheidet. Nach kurzem Verlaufe (Karte I) tritt der Fluß, einen Riegel in rascherem Laufe durchschneidend, in ein eigentümlich gestaltetes, scharf umschriebenes Becken ein (Todtnau), dessen steile, fluhenreiche Wände in geraden Grenzlinien an einen breiten, ebenen Boden stoßen, das nahezu geschlossen erscheint und nur schmale Pforten für den Ein- und Austritt zweier Bäche offen läßt. Diesem Becken folgt talabwärts ein zweites, ähnlich gestaltetes (Schlechtnau). Nachdem die Wiese dieses durchflossen hat, tritt sie, eine Stufe als Wasserfall überwindend (Geschwend), mit mäßigem Gefäll in eine weite unregelmäßig begrenzte Folge zusammenhängender Becken ein, die nur gelegentlich durch niedrige Riegel getrennt und deren Wände teils schuttbedeckt und bewachsen, teils steil und vegetationslos sind. Das letzte Teilbecken (Kastel) hat zwei Ausgänge, deren östlichen die Wiese, eine auffallende Schleife bildend, zu einer tiefen Schlucht ausgearbeitet hat, an die sich eine klammartige Strecke anschließt. Der westliche Ausgang ist für das Flußnetz heute ohne Belang. Die Klamm erweitert sich unvermittelt zu einem Sohlental, das während seines weiteren Verlaufes (Karte II) von der einförmigen Hochfläche zur Linken nur wenige größere Zuflüsse erhält (Künabach, Angenbach), von der vielgegliederten, unruhigen rechten Talseite hingegen durch viele, aber unbedeutende Bäche gespeist wird. Nachdem der Fluß endlich noch zwei Becken (Atzenbach, Zell) durchquert hat, verläßt er den hohen Schwarzwald, um eine vollkommen anders gestaltete Bruchschollenlandschaft durchfließend, den Rhein zu erreichen (unterhalb Basel, Karte I. Nebenkarte). Den ganzen Lauf der Wiese begleiten in verschiedenen Höhenlagen vielfach recht deutlich ausgebildete Gehängeterrassen. Das Tal zeigt also auch im einzelnen eine Reihe eigentümlicher Merkmale, die im Zusammenhange mit den genannten großen Zügen dem Talbilde einen individuellen

Charakter geben und den Versuch rechtfertigen, das Wiesental für sich allein einer morphologischen Untersuchung zu unterziehen.

Ergebnis

Das Tal der Großen Wiese im Schwarzwald nimmt infolge orographischer Besonderheiten seines Entwässerungsgebietes und einer Anzahl von eigentümlichen Formen innerhalb seines Verlaufes eine Sonderstellung gegenüber den benachbarten Tälern des südlichen Schwarzwaldes ein.

2. Der Gebirgsbau im Talgebiet (Karte II)

Der orographisch scharfen Südgrenze des Talgebietes entspricht eine ebenso bestimmte geologische; denn der steile Abfall des Gebirges fällt zusammen mit der großen Verwerfung, die von Kandern nach Wehr zieht und das Tal bei Hausen-Raitbach schneidet. Im übrigen ist das Talgebiet geologisch nicht abgegrenzt, sondern nimmt an denselben Formationen teil wie andere Täler des südlichen Schwarzwaldes, nämlich an den Gneisen des Feldbergs, dem Carbonstreifen Badenweiler—Lenzkirch und dem südlichen Granitgebiete.

Die Granite des Wiesentales werden getrennt in einen nördlichen porphyrischen (Albtalgranit) und einen südlichen, feinkörnigen (Mambacher Granit). Der Albtalgranit grenzt in einer NW—SO streichenden Linie an den Mambacher und ist reich an Gängen gleicher Streichrichtung. Dem Granitgebiet wird auf der Karte von Eck eine schmale Zone Gneis angegliedert, die sich andererseits dem nördlich folgenden Carbonstreifen anschmiegt. Der Charakter dieses Gneises weicht ab von dem der normalen Schappach- und Renchgneise durch raschen Wechsel von Korn und Farbe und durch fluidalartige Schlierenbildung. Er ist weder ein reiner Ortho-, noch ein typischer Paragneis. Der Kürze halber sei das Gestein als Mischgneis bezeichnet, ohne daß etwas über seine petrogenetische Natur ausgesagt werden soll, auf die es bei den folgenden Betrachtungen gar nicht ankommt. Wenn der Gneis stark differenziert und sehr fein gefältet und durcheinander geknetet ist, so entstehen, indem die basischen Bestandteile rascher verwittern, an der Oberfläche mannigfaltig geformte Leisten der sauren Mineralien, die bisweilen steingitterartiges Aussehen haben und den Corrasionsformen des Windes täuschend ähnlich sind (Poche bei Todtnau). Solche Mischgneise treten außerdem auf am Nordrande des Carbonstreifens (nördlich Geschwend), in der Gegend von Todtnau (Poche), im Künabach- und im Angenbachtale. In diesen O—W gerichteten Nebentälern sind die Gesteine auf größeren Strecken verfolgbar, im Haupttale dagegen stehen sie in sehr beschränktem Umfange an, z. B. bei Burstel eine von Granit umgebene Scholle. Es scheint darnach, als ob sie in einigen Streifen, dem Carbonzuge parallel den Granit durchziehen oder in demselben schwimmen.

Der Carbonstreifen setzt sich aus einer Folge wenig mächtiger Sedimente zusammen, gröberer und feiner Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer und Kieselschiefer, denen dichte Quarzporphyre und Porphyrtuffe meist roter und grauer Farbe eingeschaltet sind. Die Schichten sind immer steil aufgerichtet und streichen links der Wiese vorwiegend W—O, um auf der anderen Seite in NW—SO umzubiegen. Sie fallen meist am Südrande des Streifens nach N, am Nordrande nach S zu ein, bisweilen stehen sie senkrecht. Das Carbon scheint also eine steil eingefaltete Mulde zu sein, die, wie im weiteren gezeigt werden wird, starke Störungen erlitten hat.

Der Charakter vieler Gesteine des ganzen Talgebietes läßt auf mannigfaltige Umgestaltungen schließen, infolge deren einige bis zur Unkenntlichkeit entstellt, während andere, von Anfang an verschiedene Gesteine in ihrem Habitus und in ihrem Verhalten zur Verwitterung einander ähnlich geworden sind. Granite und Porphyre sind an einigen Stellen zu Grus verwandelt, ihre Natur ist nur noch durch den verfolgbaren Übergang ins gesunde Gestein zu erkennen. Andererseits sind zerbrochene Porphyre, Granite usw. durch Quarzimprägnation in makroskopisch ähnliche, harte, splitterige Gesteine umgewandelt, die bisweilen schwer zu unterscheiden sind. Fast an allen Stellen des Talgebietes ist das Gestein, gleichgültig ob Granit, Gneis oder Karbon, von Klüften durchsetzt, die verschiedene, immer wiederkehrende Streichrichtungen haben, nämlich NW—SO, N—S, W—O und weniger verbreitet eine annähernd NO—SW (im Mittel 55°) verlaufende Richtung. Diese Konstanz im Streichen und die Unabhängigkeit der Kluftflächen von der Gesteinsbeschaffenheit lassen die Klüftung als tektonische erkennen, was dadurch bewiesen wird, daß andere sicher erwiesene tektonische Störungserscheinungen die gleiche Richtung und Verteilung haben. Es handelt sich dabei um Zonen gestörten Gesteines in allen Stadien, von grob zerbrochenem, noch gut erkennbarem, bis zu völlig verrüttetem, grusigem Gestein und zu Lettenbestegen. Vielfach wird das Gestein von Quarzadern durchschwärmt, die ihrerseits zerbrochen und mitunter verworfen sind. Auf Bewegungen weisen ferner Rutschflächen, Harnische und tektonische, auf jeder folgenden Kluftfläche wiedererscheinende Schrammen hin. Endlich sind zahlreiche Gänge mit denselben Streichrichtungen vorhanden. In den Gängen selbst treten Klüftungen und Verrüttungen auf und beweisen, daß die Gänge nach ihrer Verfestigung nochmals Störungen erlitten, daß also Bewegungen zu verschiedenen Zeiten auf gleichen Linien stattgefunden haben. Wie groß das Ausmaß aller dieser Bewegungen war, in welchem Sinne, in welcher Richtung und wann sie erfolgten, ist in diesem Gebiete mit Sicherheit vorläufig nicht festzustellen, da einmal jüngere Sedimente fehlen und außerdem die genaue geologische Kartierung den südlichen Schwarzwald noch nicht erreicht hat. Aber soviel ist sicher: Alle genannten Störungen haben dem Ge-

birge seine Struktur verliehen, ihre Streichrichtungen sind seine tektonischen Leitlinien.

Jedes System sei nun einzeln nach Ausdehnung und Ausbildung besprochen (Karte II).

Die NW—SO-Richtung.

Die erste Gruppe wird vor allem durch mächtige Granitporphyrgänge bezeichnet. Ihr Gestein ist wegen der großen Orthoklaskristalle immer leicht kenntlich, besonders wenn sie infolge der Verwitterung reliefartig hervortreten. Da die Gänge meist eine größere Mächtigkeit haben und der Verwitterung länger Widerstand leisten, treten sie in der Landschaft deutlich hervor und sind über größere Strecken gut verfolgbar. Ihre Verbreitung deckt sich ziemlich mit der Ausdehnung des porphyrischen Granites, da sie den Mambacher nur am Rande durchsetzen. Ebenso streichen sie der Carbonmulde entlang, ohne auf sie überzugreifen. In zwei Bezirken treten sie scharenweise auf, im Angenbachtale und in der beckenförmigen Talerweiterung von Kastel. In dieser gut zu übersehenden waldarmen Gegend kreuzen sie in parallelen Zügen das Tal, verschiedentlich Riegel im Flusse bildend. Die Bäche, welche dieser Talstrecke von Westen zuströmen, ziehen durchweg an Granitporphyrgängen entlang (Böllenbach, Kohlbach, Hofbach). In dem anderen Gangbezirke, im Angenbachtale, kreuzt der Bach die Gänge mehr oder weniger rechtwinklig, desgleichen im unteren Künabachtale. Die Gänge sind lokal durch Klüfte und Verrüttungszonen gestört (im Böllenbachtal, z. T. Kasteler Gänge). Den Granitporphyrgängen schließt sich in beiden Graniten aufsetzend eine Anzahl schmaler lamprophyrischer Gänge an. Abgesehen von den Gängen tritt die NW—SO-Richtung als Verrüttungszone und Klüftung sehr verbreitet auf.

Die W—O-Richtung.

Dieses System wird durch die großartigsten tektonischen Erscheinungen vertreten. Einmal hält die Carbonmulde im allgemeinen W—O-Streichen inne, und ihre Grenzen folgen größtenteils dieser Richtung. Möglicherweise hängt auch das anscheinend zonenförmige W—O-Streichen der Mischgneise mit dieser Struktur zusammen. Dann gehört vor allem die Verwerfung von Hausen-Raitbach hierher. Ihr parallel streichen, mit zunehmender Entfernung ausklingend, starke Verrüttungszonen und Klüfte, während Gänge vollkommen fehlen.

Die N—S-Richtung.

Das dritte Kluftsystem wird vertreten durch Quarzporphyrgänge von verschiedenem Aussehen. Der Gang westlich Praeg [1], welcher den Schloßberg bildet, ist hart, dicht und dunkel, einige Gänge sind hell, enthalten wohl ausgebildete Quarzkristalle und verwittern leicht (Haselberg)[2]. Ein vom Künabach angeschnittener Gang zeichnet sich durch große Feldspatindividuen aus, die

[1] Karte I, rechter Rand.

[2] Karte I, linker Rand.

Porphyre bei Helblingsmatt westlich Mambach sind dunkelrot und von normaler porphyrischer Struktur. Weit wichtiger aber als die Gänge sind die Verrüttungszonen dieser Streichrichtung. Sieht man von der Verwerfung bei Hausen-Raitbach ab, so gehören die stärksten Störungslinien des Gebietes diesem Systeme an. Eine Anzahl solcher Verrüttungen liegen auf einer Linie, die von Hof (n. Kastel) nach Pfaffenberg (nnw. Mambach) zieht. Auf der anderen Seite der Wiese werden sie im unteren Küna- und Angenbachtale angetroffen, wo sie mit N—S-Klüften vergesellschaftet sind. Nach den Oberläufen dieser O—W-fließenden Bäche zu nehmen sie an Intensität ab. Zu beiden Seiten der Wiese sind N—S gerichtete Klüfte überaus häufig. Obgleich die Störungen dieses Systems ebenso verbreitet sind wie die der NW—SO-Richtung, so treten sie doch längs der N—S gerichteten Wiesestrecke besonders gehäuft auf und bilden eine Zone größter Dichte. In ihrem Bereiche finden sich häufig Bestreuungen des Geländes mit kantigen Quarzbrocken verschiedenster Größe, teilweise von großen Blöcken. Sie ist der obenerwähnten Stufenbildung in der Schwarzwaldabdachung (Taf. I. Fig. 1) unmittelbar benachbart. Der Vergleich mit den ganz ähnlichen Verhältnissen bei Hausen-Raitbach zwingt zu der Folgerung, daß auch diese Stufe einer bedeutenden Krustenbewegung ihre Entstehung verdankt, und daß hier eine N—S gerichtete erhebliche Störung vorliegt. Ob eine einfache große Verwerfung, ob Staffelbrüche oder ein Grabenbruch die Stufe gebildet hat, kann ohne Vergleich mit den Störungen des sedimentären Vorlandes nicht entschieden werden und fällt aus dem Rahmen der Taluntersuchung heraus.

Die SW—NO-Richtung hat eine mehr untergeordnete Bedeutung. Sie tritt nur lokal auf in Form von Klüften, z. B. an den Rändern der beckenförmigen Talerweiterungen von Schönau und Todtnau.

Ergebnis

1. Infolge tektonischer Vorgänge hat das Gebirge im Bereiche des Talgebietes eine Struktur erhalten, die sich in zahlreichen Gängen, Verrüttungszonen und Klüften offenbart. Die Störungslinien streichen überwiegend in den Richtungen NW—SO, W—O und N—S.
2. Das Gebirge ist zu verschiedenen Zeiten tektonisch bewegt worden, wobei alte Störungslinien wieder auflebten.
3. Die Stufe in der SO-Abdachung des Schwarzwaldes und die N—S gerichtete Laufstrecke des Flusses entsprechen einer Störungszone.

3. Die Reste älterer Talböden

Die Täler der Wiese und die einiger Nebenbäche werden begleitet von sehr auffälligen terrassenartigen Unterbrechungen der Gehänge, die sich an man-

chen Stellen leicht über eine größere Strecke verfolgen lassen und schon bei einer flüchtigen Begehung der Täler die Vermutung nahelegen, daß es sich um höhergelegene ältere Talböden handelt.

Um bei der Feststellung von Terrassenresten keinen Täuschungen zu unterliegen, die bei der Rekonstruktion der alten Talböden zu groben Irrtümern führen können, sollen aus der großen Zahl der Gehängeformen, die als Terrassenreste gedeutet werden k ö n n t e n, wesentlich nur solche als beweiskräftig angesehen werden, welche von Flußablagerungen bedeckt sind und neben diesen nur noch auffällige Gehängestufenbildungen, deren Höhenlage mit benachbarten sicheren Resten übereinstimmt. Unter Wahrung dieses Gesichtspunktes ergibt die Beobachtung im Tale der Wiese und ihrer Zuflüsse folgende Örtlichkeiten, die mit Sicherheit als Reste ehemaliger Talböden angesehen werden können.

Reste älterer Talböden im Wiesentale

An den **fett gedruckten Örtlichkeiten** sind Schotter gefunden worden

rechts				links			
nördl. Todtnau	730	**nördl. Todtnau**	700				
		westl. Bahnhof Todtnau	700			730	**südl. Todtnau**
		Schützenhaus	700				
		nördl. Schwefelhalden	700	700	**östl. Schlechtnau**		
		südl. Schwefelhalden	700				
Hinterstutz	730	**südl. Kressel**	700	700	**Scheibenfelsen**	720?	Scheibenfelsen
		kleine Stutz	680				
		klein. Utzenfluh	680				
Oberrollsberg	700	**Unterrollsberg**	640				
		Bach der Letzberghalde	ca. 600				
Haideck ca.	700	**Schönenberg**	600	600	Bischmatt		
Schönenberg	680	**Gurgeltal**	600				
nördl. Wembach	680	**w. Rabenfels**	600				
		Höhen zwischen Böllen- und Kohlbach ca.	600	600	**südw. Künaberg**		
		Ittenschwand	600				
				580	**Holzschlag**		
		oberhalb »innerer Berg«	580				
oberhalb »äußerer Berg«	640	äußerer Berg	580				
Helblingsmatt	630	**Leisenberg** ca.	580				
nördl. Liebeck	620						
obere Terrasse		untere Terrasse		obere Terrasse			

Reste älterer Talböden in den Nebentälern

An den **fett gedruckten** Örtlichkeiten sind Schotter gefunden worden

rechts				links			
Praeger Bach							
Mündung Gisibodenbach ca.	760	**Ellenbogen**	750	ca. 730	**Schloßberg** bei Praeg		
		Mündung Gisibodenbach	700	700	**Scheibenfelsen**		
Aiterbach							
		südöstl. Ochsenberg	650	700	**Aitern**	740	**Aitern**
				650	**unterhalb Aitern**	700	**oberer Rollsberg**
		südöstl. Ochsenberg	650	650	**unterer Rollsberg**		
Böllenbach							
		Haidfluh	640	640	Rimshalde		
		Schindeln	600	640	**Haselberg**		
		zwischen Kohl- u. **Böllenbach** ca.	600	600	**Wembach**		
Künabach							
oberhalb der Mühle	720						
am Ausgang des Tales	720 bis 700					700	**Am Ausgang des Tales**
Angenbach							
Schürberg	840	Zwei Reste südlich Binzkopf?	800			800	Rekholderbühl
	840					800	Sonnenmatt
Haeg	670	westl. Schweine	600				
Schweine	650						
	obere Terrasse		untere Terrasse			obere Terrasse	

Die Zusammenstellung der Talbodenreste lehrt folgende Tatsachen:

Im größten Teil des Verlaufes der Wiese sind deutliche, meist durch Geröllablagerungen sichergestellte Talbodenreste vorhanden. Nach Süden zu werden sie spärlicher; indessen nimmt gegen den Ausgang des Tales aus dem Gebirge der Abstand zwischen den Terrassen und dem heutigen Flußniveau und damit die Erosionskraft der Nebenbäche und die Möglichkeit der Zerstörung älterer Talböden zu.

Die Terrassenreste ordnen sich deutlich in zwei Niveaus an, deren beträchtlicher Vertikalabstand es ermöglicht, die anscheinend zusammengehörigen ohne Schwierigkeit miteinander zu verbinden.

Als zusammengehörig und je einer Verlaufsphase entsprechend dürfen die Terrassenreste erst dann angesehen werden, wenn Breite und Gefäll der rekonstruierten Talböden mit den orographischen Verhältnissen ihres Verbreitungsgebietes in Einklang zu bringen sind.

Das Gefäll der höheren Terrasse (Taf. I Fig. 3) ist im oberen Teile minimal, nimmt nach dem Austritt aus dem Schlechtnauer Becken plötzlich rasch zu und geht dann langsam in ein stetiges, mäßiges Gefäll über. Die untere Terrasse zeigt einen entsprechenden Gefällsknick wie die obere und beginnt erst bei Schönau langsam und beständig zu fallen. Auch die Terrassen des Aiterbaches nehmen kurz vor der Mündung des Baches an Gefälle rasch zu. Das plötzliche Fallen der Terrassen ist in allen diesen Fällen an die Grenze zwischen Gneis und Carbon gebunden. Der heutige Wieselauf bildet auf der Formationsgrenze einen etwa 5 m hohen Wasserfall und am Aiterbach ist deutlich zu sehen, daß ein Riegel erst seit kurzer Zeit überwunden ist. Es scheinen die Gefällsknicke also durch den Unterschied der Gesteine und ihrer Erodierbarkeit bedingt zu sein. Diese Annahme setzt aber voraus, daß die Flüsse der Terrassen noch keine völlig ausgebildeten Gefällskurven besassen; denn ein in der Erosion fortgeschrittener Fluß würde die Stufe ausgeglichen haben. Dem scheint aber die Breite des unteren Talbodens zu widersprechen. Bei Schlechtnau (Karte I) liegen Schottermassen in einer Entfernung von 800 m sich gegenüber. Eine so bedeutende Schotterausbreitung kann nur durch einen alten Fluß mit ausgebildeter Gefällskurve durch Seitenerosion verursacht werden. Es besteht aber auch die Möglichkeit, daß hier schon zur Zeit der unteren Terrasse ein Becken bestanden hat, das der Fluß mit Geröllen auffüllte. Gegen die erste Annahme spricht die Nähe des Quellgebietes am Feldberg. Ein Tal von 800 m Breite setzt einen längeren Oberlauf voraus, als ihn die heutige Orographie des südlichen Schwarzwaldes zuläßt. Daß das Gebirge nach Ausbildung der Terrassenböden noch so bedeutende Veränderungen erlitten haben sollte, ist nicht anzunehmen. Daß hingegen das Schlechtnauer Becken schon zur Zeit der älteren Talböden existierte, ist sehr wahrscheinlich, weil der das Becken im Süden abschließende Felsriegel sich auf beiden Talseiten bis zu 800 m Höhe erhebt. Für die Existenz eines Beckens spricht auch das kaum meßbare Gefäll der Terrassen. Ähnlich bei Todtnau. Hier liegen in gleichen Höhen Reste der oberen Terrasse in ca. 1000 m Entfernung einander gegenüber, was kaum anders als durch Annahme eines Beckens verständlich wird. In der südlichen beckenfreien Laufstrecke liegen die Terrassenreste sämtlich rechts von der Wiese; sie sind zu lückenhaft, als daß man die Breite der alten Talböden einigermaßen sicher schätzen könnte. Die Konfiguration der Gehänge läßt aber keine so erhebliche Breite zu, wie im Gebiete der Becken beobachtet wurde. Bei der Beurteilung des Gefälles ist noch eine Einschränkung notwendig. Die alten Talböden erreichen den Fuß des Schwarz-

waldes nicht, sondern enden am Steilabfall in Höhen von ungefähr 220 und 150 m über der heutigen Talsohle. Es müssen also am Steilabfall des Schwarzwaldes noch nach Ausbildung der Talböden größere tektonische Veränderungen stattgefunden haben. Ob ein Absinken des Vorlandes oder ein Aufsteigen des Schwarzwaldes oder beides vorliegt, läßt sich aus der Beschaffenheit der Talböden nicht entnehmen. Es kann darum auch nicht entschieden werden, ob das beobachtete Gefälle das ursprüngliche ist. Es ist nicht zu leugnen, daß die südliche Strecke der unteren Terrasse im Vergleich mit dem raschen Fallen bei Geschwend recht wenig geneigt ist, so daß man vermuten könnte, es habe eine nachträgliche Aufwärtsbewegung stattgefunden.

Beträchtlich kann jedoch eine solche Gefällsveränderung nicht sein, so daß im ganzen Gefäll und Breite gestatten, die Terrassenniveaus als Talböden anzuerkennen. Das Gesamtgefäll des oberen Talbodens beträgt bis Zell 110 m, das des unteren etwa 150 m, das der jetzigen Wiese 250 m. Das Gefäll nimmt also von den älteren nach den jüngeren Phasen hin zu. Entsprechend verhalten sich die Nebentäler. Der obere Talboden des Künabaches hat nur etwa 20 m, der heutige Lauf 140 m Gefälle, der untere Talboden des Böllenbaches hat 50 m Gefäll gegen 70 m der jetzigen Sohle.

Es hat also den Anschein, als ob die Landschaft zur Zeit der Terrassenflüsse eine ähnliche Gestalt hatte als das heutige Talgebiet, daß das Gebirge von einem Laufe durchschnitten wurde, der einige Becken durchfloß, ähnlich den heutigen im ersten Abschnitt erwähnten beckenförmigen Talerweiterungen, jedoch mit geringerem Gefälle als die Wiese jetzt hat. Demgemäß wird man sich die Landschaft zur Zeit der älteren Phasen weniger von steilwandigen Tälern durchfurcht und mit sanfteren Bergformen vorzustellen haben.

Tal und durchflossene Landschaft haben eine zunehmende, wenn auch nicht ganz stetige Verjüngung erfahren.

Von den Nebentälern enthalten nur die größeren alte Talbodenreste, während in einer ganzen Anzahl meist kleiner Täler keine Spur von Terrassen zu finden ist. Es muß hieraus auf ein geringeres Alter der terrassenlosen Täler geschlossen werden.

Mit den beiden im Zusammenhange betrachteten älteren Talsystemen sind die Spuren höher gelegener Talböden nicht erschöpft. Es finden sich oberhalb der höheren Terrasse bisweilen Bergformen, die große Ähnlichkeit mit Talbodenresten haben, wegen ihrer Lückenhaftigkeit und ihres Mangels an Schotterbedeckung aber nicht beweiskräftig sind. Als ein Beispiel sei die Feuerschwand benannte Örtlichkeit in 810 m Höhe im Künabachtale genannt. Sie würde im Zusammenhange mit anderen ähnlichen Formen für ein noch höheres, den übrigen Talböden nach Verlaufsrichtung ähnliches Talsystem sprechen. Beweisend für einen ehemaligen Lauf sind allein zwei Schottervorkommen auf

dem Haselberg, eins in 790 m nahe dem Gipfel und unfern davon ein zweites in 730 m Höhe. Zu diesen Geröllen sind keine Äquivalente gefunden worden, so daß über ihre Zugehörigkeit zu einem Talsystem nichts gesagt werden kann.

Die hier ausgeführten Rekonstruktionen älterer Wiesenläufe weichen ab von den von Philipp a. a. O. angenommenen. Das rührt daher, daß Philipp seinen Rekonstruktionen nur die Talbodenreste des Haupttales auf Blatt Schönau zugrunde gelegt hat und vom südlichen Teil des Talgebietes ausgegangen ist, wo die Reste am lückenhaftesten und die Gefahr der Verwechslung mit zufälligen Erosionsformen am größten ist. Gerade die Talbodenreste des nördlichen Teiles, auf Blatt Todtnau, aber geben sichere Hinweise auf den Verlauf der alten Täler. Außerdem hat Philipp eine Reihe von Örtlichkeiten zur Rekonstruktion benutzt, denen wegen ihres Mangels an charakteristischer Form und vor allem an Geröllen keine zwingende Beweiskraft zugesprochen werden kann, während hier zahlreiche Schottervorkommen benutzt worden sind, die sich mit Philipps Talböden nicht in Einklang bringen lassen. Endlich sind Philipps Terrassen parallel (800, 700 und 600 m), d. h. ihr Gefäll ist äußerst gering und die beiden oberen Talböden sind während ihres ganzen Verlaufes enorm breit. Wie bereits ausgeführt wurde, sind derartig breite Täler in der Nähe der höchsten Erhebungen schwer vorstellbar.

Ergebnis

1. Vereinzelte Schottervorkommen in Höhen von 280 und 210 m über dem jetzigen Flußniveau beweisen das Vorhandensein ehemaliger Flußläufe, die mangels weiterer Funde nicht mehr verfolgt werden können.
2. In beträchtlichen Höhen über der Talsohle sind zwei alte Talböden zu verfolgen, deren Verlauf im ganzen dem jetzigen Talsystem entspricht.
3. Die Talsysteme zeigen eine Zunahme der Tiefenerosion, die aber nicht stetig erfolgte, sondern durch eine Stillstandsperiode unterbrochen wurde, während der sich der untere der älteren Talböden ausbildete.
4. Die Terrassen lassen sich in einige Nebentäler hinein verfolgen, während eine Anzahl anderer keine Spur von älteren Talbodenresten aufweist. Hieraus wird geschlossen, daß diese Täler später entstanden sind als die, welche Reste älterer Talböden besitzen.

4. Laufveränderungen in horizontaler Richtung

In dem Abschnitte über die älteren Talböden war festgestellt worden, daß die früheren Talphasen der Wiese im ganzen dem heutigen Laufe entsprechen. Damit soll nur gesagt sein, daß die großen hydrographischen Züge des Gebietes im Verlaufe der Tieferlegung der Wasserläufe unverändert geblieben sind. Das schließt aber nicht aus, daß neben den Veränderungen in vertikaler Richtung auch solche in horizontaler erfolgt sind.

Spuren von Laufveränderungen finden sich im Gebiete des Wiesentales verhältnismäßig häufig. Nördlich Mambach ist dem breitsohligen Tale eine kurze, enge Strecke mit schmaler Sohle und steilen Gehängen eingeschaltet [1].

[1] Topographische Karte, Blatt Zell.

Der Bach bildet hier eine Schleife. Der Gehängesporn, den er dabei umgeht, wird in 40 m Höhe über dem Flußniveau durch eine Einsattelung gefurcht, welche die normal ausgestalteten Talstrecken ober- und unterhalb der Schleife in ziemlich gerader Richtung verbindet und den Anschein einer verlassenen Talstrecke erweckt. Schotter sind auf dem Gehängesporn nicht zu finden, die Möglichkeit ihrer Erhaltung ist auch gering. Dagegen machen einige kleine lokale Schotterterrassen oberhalb der engen Stelle wahrscheinlich, daß hier n a c h dem Verlassen des alten Laufes und v o r völligem Durchschneiden des jüngeren eine Stauung der Wiese stattgefunden hat. Diese Laufverlegung hat das Gesamtbild des Tales kaum beeinflußt, und es kommt ihr nur eine untergeordnete Bedeutung zu.

Weitere sehr deutliche Spuren einer Talverlegung finden sich nördlich Praeg (Karte I). Der Praeger Bach nimmt, nachdem er während der ersten Hälfte seiner ganzen Länge im wesentlichen SW-Richtung eingehalten hat, plötzlich einen merkwürdigen Lauf, indem er in einem tiefen Einschnitt die Felsmasse des Ellenbogen umgeht und dann in NW-Richtung einbiegt. Beim Blick auf die Karte drängt sich ohne weiteres die Frage auf, warum der Bach nicht schon oberhalb des Ellenbogen diese Richtung eingeschlagen hat. Die in Betracht kommende Stelle ist eine sattelförmige Einsenkung zwischen Sengalenhalden und Ellenbogen, die in derselben Höhe liegt, wie der breite, hoch über dem jetzigen Bachniveau liegende ältere Talboden des oberen Praeger Baches. Diese gleiche Höhenlage ist beim Straßenbau ausgenutzt worden und dort, wo eigentlich der Bach fließen sollte, verläuft jetzt mit ganz geringem Gefäll die Straße nach Praeg. Auf dem Sattel und über seine Westhalde verstreut finden sich eine Menge sehr grober Gerölle, die zusammen mit der klaren Topographie beweisen, daß der Praeger Bach einmal diesen Weg genommen hat. Das verlassene Laufstück schließt sich mit 740 m Höhe dem unteren alten Talbodensystem an.

Ob die Schotterablagerung dem Bach den Weg verlegt und ihn gezwungen hat, ein neues Bett zu schaffen, oder ob noch andere Ursachen seine Laufrichtung beeinflußt haben, ist nicht ohne weiteres zu ersehen. Es ist aber bemerkenswert, daß die neue Talstrecke die später zu besprechende gesetzmäßige Beziehung zur Tektonik aufweist und der hier vorherrschenden NW—SO-Kluftrichtung gefolgt ist.

Aber nicht nur Eigentümlichkeiten der Morphologie, sondern auch der Gesteinscharakter von Geröllen kann auf Laufverlegungen hinweisen. Wenn auf dem Talbodenrest bei Künaberg Gerölle eines charakteristischen Porphyrs liegen, der im Künabachbett anstehend gefunden wird, im Wiesental selbst aber fehlt, so muß der Künabach früher über diesen Talbodenrest geflossen sein oder wenigstens hier gemündet haben. S e i n U n t e r l a u f h a t a l s o e i n e A b l e n k u n g n a c h S W e r f a h r e n.

Die beckenförmige Talerweiterung von Kastel wird nach Süden durch einen riegelförmigen Höhenzug abgeschlossen, der an zwei Stellen tiefe Lücken hat (Taf. II Fig. 2). Die östliche ist das tief eingeschnittene klammartige Talstück der Wiese, die westliche eine weniger tiefe, stark fallende Einmuldung, in der der Weg von Kastel nach Niederhepschingen verläuft. Der höhere Ausgang hat die NS-Richtung der älteren Talböden inne und schließt bei Niederhepschingen an eine jüngere lokale Terrassenbildung an, ist also unzweifelhaft eine verlassene Talstrecke. Die Wiese hingegen, welche den tieferen, engeren Ablauf des Beckens benutzt, bildet eine auffallende Schleife, die von der Verlaufsrichtung der höheren Phasen abweicht, und fließt durch eine Talstrecke, die im Gegensatze zu dem unterhalb gelegenen, wannenförmig gestalteten Tale ein durchaus unfertiges Gepräge hat, das sich in steilem Gefälle, ausschließlicher Tiefenerosion, Stromschnellen und steilen Talhängen ausspricht. Es fragt sich nun, was die Wiese veranlaßt hat, ihren Lauf zu verlegen. Die Begehung des Riegels ergibt, daß im Bereiche des jüngeren Ablaufes das Gestein ganz besonders stark zerklüftet ist und daß sich hier verschiedene Kluftrichtungen scharen (Taf. III Fig. 8). Hier war ein Ort geringeren Widerstandes gegen die Erosion: in diese Zone einschneidendes fließendes Wasser mußte rascher erodieren als in weniger gestörtem Gestein. Für die Entstehung des jüngeren Ablaufes gibt es zwei Möglichkeiten. Entweder hatte das Becken von Anfang an zwei Abläufe, von denen der in der Störungszone liegende durch raschere Erosion einen Vorsprung gewann und schließlich die ganze Wassermenge an sich zog. Oder es bestand anfangs nur der höher gelegene Ablauf, dem bei Niederhepschingen ein Nebenbach in der Richtung des jetzigen Wieselaufes zufloß, der rückwärts einschneidend das Kasteler Becken erreichte, entwässerte und den alten Ablauf trocken legte. Er folgte dabei der jeweils vorherrschenden Kluftrichtung des Gesteins, und da diese sich in Zonen vielfacher Gesteinszerklüftung rasch ändern, so mußte auch der Bach öfters seine Richtung wechseln und eine Schleife bilden. Von der Trockenlegung des höheren Ablaufes bis zur annähernd völligen Durchschneidung des Riegels — die heute noch nicht ganz erreicht ist — senkte sich das Bachniveau um rund 50 m. Um denselben Betrag wurde also die Erosionsbasis für die hier mündenden Bäche tiefergelegt. Dementsprechend erhielt die Erosionskraft der Bäche einen starken Zuwachs. Die wilde Schlucht des Wühreloches konnte so von einem kleinen, stark fallenden Bache eingerissen werden, unterstützt von der starken Gesteinszerklüftung. Ebenso rasch wie der Wühreloch bach konnte sich auch der an der Burstelschleife einmündende Bach, der heutige Unterlauf des Künabaches einschneiden, dabei endlich den Künabach erreichen und ihn nach SW ablenken. Nun kam die Tieferlegung der Erosionsbasis dem Künabache auch unmittelbar zugute und rief eine Anzahl von Erosionsformen hervor, die im Wiesentalgebiete eine Ausnahmestellung einnehmen. Der unwegsame, strom-

schnellenreiche Lauf des Künabaches und seine erstaunlich tief eingeschnittenen Zuflüsse, z. B. der durch seinen Namen gekennzeichnete Tiefengraben gehören mit dem Wühreloch und der Klamm der Wiese bei Burstel einer Region starker Erosion an, die durch eine lokale rasche Tieferlegung der Erosionsbasis bedingt ist. Und diese findet ihre Ursache in einer Zone besonders starker Gesteinsverrüttung.

Die bisher angeführten Laufverlegungen hatten das Gemeinsame, daß bei ihnen eine Strecke innerhalb des Laufes aufgelassen und durch eine neugebildete ersetzt war. Sie beeinflußten das hydrographische Gesamtbild wenig und ließen sich befriedigend auf lokale Ursachen zurückführen. Das trifft nicht mehr zu bei weiter anzuführenden Systemen alter Läufe, die eine starke Disharmonie mit der heutigen Hydrographie aufweisen und bei denen die Ursache der Verlegungen nicht ohne weiteres aus lokalen morphologischen und geologischen Verhältnissen abzuleiten ist.

Bei Schindeln ist das Kohlbachtal durch einen niedrigen Rücken vom Böllenbachtale getrennt, auf dem große Böllenbachschotter liegen, die durch Anzahl und Größe von den spärlichen kleinen Schottern des unteren Terrassenbodens deutlich unterschieden sind. Demnach muß der Böllenbach einmal diese Strecke als Tal benutzt und durch den Unterlauf des Kohlbaches weiter südlich gemündet haben. Der Unterlauf des Böllenbaches hat also eine Ablenkung nach dem Wembacher Becken hin erfahren.

Endlich findet sich eine höchst bemerkenswerte Abweichung der heutigen Bäche von früheren bei Schönau. Hier macht die Eigenartigkeit der Landschaft darauf aufmerksam. Der Doppelgipfel zwischen dem Wiesental und dem Gurgel benannten Trockentälchen steigt als isolierte Felsmasse mit schroffen Wänden empor und ist nur durch einen kurzen ebenen Boden in 600 m Höhe mit der Haselbergmasse verbunden. Wo dieser Boden durch den Ackerbau erschlossen ist, finden sich vereinzelte Gerölle. Es handelt sich also um eine alte Talstrecke, die mit 600 m Höhe an die untere Terrasse anschließt und sowohl nach Norden (Haldmattbachschotter in 600 m Höhe), als nach Süden (westlich Rabenfels) sich in Reste dieses Talbodens fortsetzt. Die Wiese wird zur Zeit der unteren Terrassenphase wahrscheinlich im wesentlichen ihre jetzige Laufrichtung gehabt haben. Denn die älteren Talböden der in das Schönauer Becken mündenden Bäche zielen auf den jetzigen Wieselauf hin. Dann hat die verlassene Talstrecke einem Zuflusse mit NS-Richtung angehört. Wahrscheinlich ist sie der alte Unterlauf des Haldmattbaches, der, wenn diese Annahme richtig ist, eine Ablenkung nach dem Schönauer Becken hin erfahren hat. Beim Haselbergbach, der die verlassene Talstrecke kreuzt, kann eine Ablenkung nach dem Wembacher Becken hin mit Sicherheit angenommen werden.

Bei den Laufverlegungen der zweiten Gruppe ist es also Regel, daß die jüngeren Läufe eine Ablenkung nach den beckenförmigen Talerweiterungen hin erfahren haben.

Eine Veränderung des Talnetzes anderer Art hat die eigentümliche Gestaltung der Landschaft westlich von Schönau verursacht. Das Lehbächle, ein Nebenbach des Böllenbaches, hat rasch erodierend die ursprüngliche Wasserscheide gegen den Haldmattbach überschritten und greift jetzt mit zwei Armen in das Gebiet dieses Baches über. Dadurch ist der Haselberg und die kleine, auffällige Erhebung des Birkenbühl isoliert worden (Karte I).

Ergebnis

1. Im Wiesentalgebiete findet sich eine Anzahl älterer Talstrecken, die von den heutigen Wasserläufen nicht mehr benutzt werden und beweisen, daß auch in horizontaler Richtung Änderungen der Läufe stattgefunden haben.
2. Ein Teil dieser Laufverlegungen kann auf lokale Ursachen zurückgeführt werden und hat zwar das Landschaftsbild örtlich modifiziert, das hydrographische Gesamtbild aber nur wenig beeinflußt.
3. Andere verlassene Talstrecken hingegen zeigen eine erhebliche Abweichung gegenüber dem heutigen Talnetze und sind nicht auf lokale Ursachen zurückzuführen.
4. Die jetzigen Wasserläufe zeigen gegenüber den letzterwähnten eine Ablenkung nach den beckenförmigen Talerweiterungen hin.

5. Die beckenförmigen Talerweiterungen

Der eigentümlichste Zug im Landschaftsbilde des Wiesentales sind wohl die beckenförmigen Erweiterungen, die den regelmäßigen Verlauf des Tales häufig unterbrechen und besonders dort, wo sie sich scharen, dem Talbilde einen charakteristischen Zug verleihen, den man in benachbarten Tälern vergebens sucht (Karte I). Nachdem die Wiese eine Strecke normaler Talbildung durchflossen hat, tritt sie durch einen kurzen, klammartigen Abschnitt oder gar mit einem Wasserfalle, immer aber mit einem deutlichen Gefällsknick in ein weites, steilwandiges Becken ein. Der fast ebene Boden der bis auf enge Pforten völlig geschlossenen Talerweiterung mäßigt den raschen Lauf des Flusses, der, soweit er nicht künstlich daran verhindert wird, Neigung zur Schleifenbildung zeigt. Mit einer Zunahme des Gefälles verläßt er dann in der gleichen Weise wie beim Eintritt das Becken, meist durch eine Klamm, um in ein anderes einzutreten oder seinen regelmäßigen Lauf wieder aufzunehmen (Todtnauer und Schlechtnauer Becken). Wo mehrere solcher Talerweiterungen aneinanderstoßen,

fehlen die schmalen Pforten zwischen den einzelnen Becken, die vielmehr mit breiten Öffnungen in einander übergehen. Nur Eingang und Ausgang der Reihe sind schmal, so daß die gesamte Beckenfolge die Bedeutung einer einzigen großen Talerweiterung hat (Geschwend—Utzenfelder Beckenfolge).

Bei dem typisch ausgebildeten Einzelbecken stößt die flache Sohle in geraden Linien gegen die mehr oder weniger steilen Wände, so daß das Becken eine geometrische Begrenzung erhält und auf der Karte als Dreieck, Trapez oder als Kombination solcher Figuren erscheint. Gegen die angrenzenden Talstrecken sind die Becken durchweg durch Gesteinsriegel geschieden, die von den durchfließenden Bächen in verschiedenem Grade durchschnitten sind, immer aber die Abgeschlossenheit des Beckens bewahrt haben. Die flache Sohle besteht aus lockeren Aufschüttungen gerundeter, durch fließendes Wasser transportierter Gerölle verschiedener Größe (Todtnau, Schönau) oder aus geschichteten Sanden (Schlechtnau) oder auch aus Tonabsätzen (Atzenbach). Aus diesen Auflagerungen ragen öfters inselförmige Kuppen anstehenden Gesteines hervor, meist in der Nähe der Beckenränder, bisweilen aber auch in den zentralen Teilen (Utzenfeld; Bahnhof Schönau). Mitunter sind den Wänden wallartige Felsmassen vorgelagert in der Weise, daß zwischen beiden ein parallel streichendes Trockentälchen gebildet wird (n. Dürrenacker bei Geschwend und n. Utzenfeld). Die Ausdehnung der Einzelbecken ist verhältnismäßig gering, die größten Achsen selbständiger Erweiterungen bewegen sich durchschnittlich um 1 km Länge.

Beckenförmige Talerweiterungen dieser Art sind verfolgbar von Todtnau bis Zell. Sie treten im oberen Teil, im Gebiet der Gneise, als abgeschlossene Einzelbecken mit gemeinsamer N S - Achse auf. In der Gegend von Geschwend und Utzfeld bilden sie, mit dem Nordrande der Carbonmulde westöstlich streichend eine zusamenhängende Beckenfolge. Daran schließt sich von Schönenbuchen bis Kastel, also vom Carbon bis zum Granit, eine N—S streichende Reihe aufeinanderfolgender Einzelbecken. Nach längerem regelmäßigen Talverlauf durchfließt die Wiese kurz vor ihrem Austritt aus dem Schwarzwalde noch einmal zwei Becken, die NO—SW streichenden Talerweiterungen von Atzenbach und Zell (Karte II).

Hierzu kommt noch aus dem Gebiete der Nebentäler das Becken von Praeg und das allerdings nicht völlig typisch ausgebildete von Aftersteg, dieses im Gneis, jenes im Carbongebiet.

Eine bemerkenswerte gemeinsame Eigenschaft der Becken ergibt sich, wenn man die Himmelsrichtungen ihrer Ränder bestimmt, was bei der erwähnten Gradlinigkeit keine Schwierigkeiten macht. Man findet nämlich in allen Becken immer wieder die gleichen Streichrichtungen der Grenzlinien wiederkehrend, nämlich N—S, W—O,

NW—SO und annähernd SW—NO-Streichen. Dies sind Richtungen, die, wie oben dargelegt worden ist, in der tektonischen Struktur des Wiesentalgebietes eine bedeutende Rolle spielen. Diese Wiederholung gleicher Richtung der Beckenränder bewirkt eine auffallende Symmetrie, Ähnlichkeit oder Kongruenz der Becken oder einzelner Teile, wofür die Talerweiterungen von Praeg und Todtnau einerseits und die von Zell und Atzenbach andererseits gute Beispiele abgeben.

Die Becken treten hauptsächlich dort auf, wo mehrere große Täler sich vereinigen. Dabei setzen sich häufig die Beckenränder in die einmündenden Täler fort. So liegen Schönbach, Wiedenbach, Aiterbach, Böllenbach und Praegbach in gerader Verlängerung von Beckenrändern. Auch kleine Bachtäler zeigen diese Beziehung zu den Grenzlinien. Beispiele liefern die Becken von Atzenbach und Zell, das rhomboidische Teilbecken von Dürrenacker nahe Geschwend und das Praegerbecken.

Bisher war entsprechend der bloßen Beschreibung der sichtbaren Formen die flache Sohle des Beckens als deren untere Begrenzung angesehen worden. Der wahre Boden aus anstehendem Fels ist aber nicht sichtbar, sondern wird von Aufschüttungen und Absätzen verdeckt, deren ebene Oberfläche die heutige Beckensohle bildet. Für die richtige Beurteilung der Natur des Beckens und ihrer Entstehung ist es notwendig, den wahren Beckenboden kennen zu lernen.

Anstehender Fels findet sich im Wiesenbett gelegentlich, aber immer nur in der Nähe der trennenden Riegel, so daß diese Vorkommen für die durchschnittliche Tiefe des Beckens nichts besagen. Es ist möglich, daß auch inmitten der Talerweiterungen die Wiese bisweilen in anstehenden Fels einschneidet. Das Auffinden solcher Stellen ist aber schwierig, da der freigelegte Felsboden vom Flusse sofort mit Sand und Schottern bedeckt wird. An den Rändern des Schönauer Beckens, wo künstliche Aufschlüsse vorhanden sind, zeigt der Boden unter einer wechselnden Bedeckung von Schottern und Sand ein unruhiges, langsam nach der Wiese zu fallendes Relief. Die Aufschlüsse in der Beckenmitte sind spärlich, da kein praktisches Bedürfnis vorliegt, den Boden bis zu größerer Tiefe zu erschließen. Die Gräber des Schönauer Friedhofes, der in der Beckenmitte liegt, erreichen in 2 m Tiefe den Felsboden noch nicht. Das bereits erwähnte inselartige Auftauchen kleiner Kuppen läßt darauf schließen, daß die Aufschüttungen in ihrer Umgebung geringe Mächtigkeit haben, insbesondere bei sanfter Böschung der Felskuppen. Für das Schönauer Becken läßt sich sagen, daß das Bodenrelief unruhig ist und daß die Bedeckung wegen des Auftretens der Kuppen im ganzen wenig mächtig sein wird, durchschnittlich vielleicht einige Meter. Ähnliche Verhältnisse herrschen im Utzenfelder Teilbecken. Bei Schlechtnau hingegen erweisen gute Aufschlüsse, daß der Beckenboden bis 30 m hoch mit Sanden aufgefüllt worden ist. Ebenso sind

im Atzenbacher Becken Tone bis zu einer Höhe von 30 m über dem Wiesenniveau zum Absatz gelangt. Jedenfalls ist die Mächtigkeit der Ablagerungen eine recht wechselnde, und man kann, wo keine Aufschlüsse vorliegen, über ihr Ausmaß und das Bodenrelief gar nichts aussagen. Auf keinen Fall darf man aus der heutigen Stufenfolge des Beckens auf eine solche der wahren Beckenböden schließen.

Endlich bedürfen die abschließenden Riegel noch einiger Worte. Bei Wembach wird ein kleines Becken durch einen mächtigen Granitporphyrgang abgeschlossen, ähnlich denen, die die Mitte des Kasteler Beckens kreuzen (Karte II). Wenn man von diesem Vorkommen absieht, bestehen sämtliche anderen Riegel aus demselben Gestein, wie es in der Umgebung ansteht und stellen keine außergewöhnlich harten Gesteinspartien dar. Heute werden die Riegel durchweg vom Bache überwunden und zeigen die verschiedensten Stadien auf dem Wege des Flusses nach einer gleichmäßigen Gefällskurve, bei Geschwend einen Wasserfall, häufiger klammartige Talstrecken, bisweilen deuten nur noch Stromschnellen auf das Hindernis hin. An einigen Stellen zeugen Ausstrudlungserscheinungen, wie sie bei dem jetzigen Gefäll dort nicht mehr erzeugt werden können[1], von früheren weniger fortgeschrittenen Stadien. Überall ist zu sehen, daß früher das Hindernis größer war und daß die Ausgangsstellen dieses Zerstörungsprozesses vollkommen absperrende Riegel gewesen sind.

Demnach sind die Becken in ihrem ursprünglichen Zustande allseitig geschlossene Hohlformen anstehenden Gesteins von wechselnder Tiefe und unregelmäßigem Bodenrelief.

Diese Definition läßt für die Erklärung ihrer Entstehung nur wenig Möglichkeiten übrig. Entweder können die Becken endogenen Vorgängen ihr Zustandekommen verdanken und durch lokales Einsinken einer Gebirgsscholle entstanden, also tektonische Becken sein, oder sie sind durch von außen wirkende Kräfte ausgehöhlt worden. Solche Kräfte sind Wind, fließendes Wasser, fließendes Eis. Der Wind darf wohl ohne weiteres ausgeschaltet werden. Fließendes Wasser besitzt die Fähigkeit, festes Gestein auszuhöhlen, nur in sehr beschränktem Maße und in geringer Flächenausdehnung, nämlich bei freiem Fall durch Ausstrudelung mittels Scheuermaterials. Diese Tätigkeit ist, wie erwähnt, unterhalb der Riegel wirksam gewesen, aber für die Aushöhlung der ganzen Becken kommt fließendes Wasser sicher nicht in Betracht.

Dagegen ist Gletschern die Fähigkeit, Becken auszuschürfen, nicht abzusprechen. Eine solche Entstehung wurde für eines der Becken, das Todtnauer, von Huber in Anspruch genommen. Im Folgenden soll die Möglich-

[1] Unterbrechungen des Erosionsablaufes durch Bergstürze, Schuttmuhren und dergleichen sind im Gebiete der Becken nicht zu beobachten.

keit und Wahrscheinlichkeit glacialer Entstehung untersucht werden. Daß das Wiesentalgebiet zur Diluvialzeit Gletscher enthielt, ist seit langem bekannt. Die Ablagerungen und Spuren sind von Gilléron und von Huber sämtlich beschrieben worden. Soweit es sich um Moränen handelt, liegen sie, von einem einzigen im nächsten Abschnitt zu behandelnden Vorkommen abgesehen, durchweg in geringer Höhe über dem heutigen Talboden und gehören alle einer Vereisungsperiode an, deren äußerster Vorstoß im Haupttale oberhalb Geschwend endet. In höheren Niveaus sind bisher weder Moränen noch sonstige unzweifelhafte Spuren einer Vereisung nachgewiesen worden. Philipp und Huber möchten in den älteren Talböden die Täler von Gletschern erblicken. Huber sieht den unteren Terrassenboden als Bett eines Gletschers der vorletzten Vereisung an, Philipp sogar als direkte Fortsetzung des Wiesegletschers. Die letzte Behauptung ist ohne weiteres zu widerlegen; denn ihr zufolge müßte die Erosion nach Abschluß der Vereisung die Talsohle bei Atzenbach um 150 m tiefer gelegt haben, während tatsächlich in geringer Höhe über dem Wieseniveau Tone aufgeschlossen sind, die mit denen von Rümmingen und anderen Orten gleichzusetzen sind und deren Alter altdiluvial ist. Hubers Annahme hat eher Berechtigung; indessen ist durch die oben besprochene Untersuchung und insbesondere durch die Verwertung der früher nicht berücksichtigten Schotter, die durchaus fluviatile Natur dieser Talböden erkannt worden. Ebensowenig als in höheren Niveaus ist außerhalb der Endmoräne von Geschwend irgend ein sicheres Zeichen von Vergletscherung nachweisbar. Die beschriebenen, aus der Beckensohle inselartig auftauchenden Kuppen sind für Rundhöcker gehalten worden und haben tatsächlich manchmal eine oberflächliche Ähnlichkeit mit solchen. Jedoch ist ihre Oberfläche weder poliert, noch geschrammt, und unterscheidet sich in keiner Weise von der höher anstehender, niemals vom Eise bearbeiteter Gesteine. Die Endmoräne bei Geschwend muß also dem Höhepunkte der Vereisung im Wiesentale entsprechen. Ihre im Tale gemessene Entfernung von der als Einzugsgebiet in Frage kommenden karähnlichen Südhalde des Feldbergs, beträgt fast 9 km. Der Gletscher hatte demnach zur Zeit seiner größten Ausdehnung eine Länge, die der eines größeren der heutigen Alpengletscher entspricht. Einen Anhalt für die Mächtigkeit des Wiesegletschers nahe seinem Ursprungsgebiet gewährt das Tal des Rothenbaches oberhalb Fahl[1]. Dieser Bach besitzt einen breiten muldenförmigen Talboden, der hoch über der Wiese an der nördlichen Talwand endet und aus dem der wenig tief eingeschnittene Bach als Wasserfall herabstürzt. Es handelt sich unzweifelhaft um ein glaciales Hängetälchen, das einen Gletscher nur geringer Mächtigkeit enthalten hat; denn bei dem kleinen Einzugsgebiet und der Kürze des Tales kann sich nur eine unbedeutende Eiszunge entwickelt haben. Infolgedessen kann auch die Austiefung des Talbodens nur einen geringen Betrag er-

[1] Topographische Karte. Blatt Todtnau.

reicht haben. Die Hänge des Tälchens zeigen in größerer Höhe keine Spuren glacialer Bearbeitung mehr, mithin stellt sein Talboden eine obere Grenze der Gletschertätigkeit vor. Der Abstand dieses glacialen Talbodens von dem trogförmigen Talboden der Wiese mißt rund 90 m und zeigt an, wieviel der Wiesentalboden durch die Tätigkeit der Wiesegletscher während der ganzen Glacialzeit *in maximo* tiefer gelegt sein kann. Der glaciale Talboden des Rothenbaches gibt also annähernd die Höhe an, die die Oberfläche des Wiesegletschers im äußersten Falle erreicht hat, nämlich dann, wenn der Rothenbachgletscher mit gleichbleibendem Gefälle ohne Abbruch in den Wiesegletscher mündete. Wahrscheinlich wird er erheblich weniger mächtig gewesen sein; denn dieser Abstand ist gemessen von der Oberfläche zur Zeit der höchsten Lage des Eises, also zu Beginn der Vereisung, bis zur Sohle der tiefsten Lage am Ende der Vereisung. Entsprechend sind die Befunde im Todtnauer Becken, wo die vordiluvialen Schotter älterer Talböden 50 m über der Beckenmitte beginnen. Unter der Annahme, daß der wahre Beckenboden nicht sehr tief unter der Aufschüttungssohle liegt, käme man hier zu einer ganz entsprechenden äußersten Mächtigkeitsgrenze.

Keiner der Gletscher der Nebentäler hat den Wiesegletscher erreicht, auch der des Schönbachtales nicht, weil seine tiefsten Moränen (bei Muggenbrunn) oberhalb einer Talstrecke von reinem Erosionscharakter liegen[1]. Auch weiter abwärts in der Talerweiterung von Aftersteg ist keine Spur glacialer Tätigkeit nachweisbar. Der Todtnauberger Wasserfall, den man leicht auf glaciale Übertiefung des Schönbachtales zurückzuführen geneigt ist, wird später auf andere Art eine Erklärung finden. Demnach stellt die Mächtigkeit am Rothenbach, in der Nähe des Ursprungsgebietes einen Maximalwert für die Mächtigkeit des Gletschers überhaupt dar. Während sich der Wiesegletscher zur Zeit seines größten Vorstoßes an Länge mit größeren recenten Alpengletschern messen konnte, tritt er nach Mächtigkeit hinter diesen zurück.

Aus diesen Feststellungen über die Vereisung geht hervor, daß die Möglichkeit glacialer Entstehung der Becken nur für die oberhalb der tiefsten Endmoräne belegenen in Frage kommt, daß also alle Becken südlich von Geschwend nicht glacialer Natur sein können.

Ist es wahrscheinlich, daß der Wiesegletscher allein — denn aus dem Schönbachtal erhielt er keinen Zufluß — das Todtnauer Becken ausgeschürft hat? Die tiefsten vordiluvialen Talbodenreste liegen 50 m über der Beckenmitte und noch höher über dem wahren Beckenboden. Nimmt man den durchschnittlichen Abstand zu 30 m an, was sicherlich eher zu niedrig geschätzt ist, so muß der Gletscher eine enorme Gesteinsmasse ausgeräumt haben. Ob ihm diese Fähigkeit, ohne Unterstützung durch eine vorherige Anlage der Becken-

[1] Topographische Karte. Blatt Todtnau.

bildung zukommt, erscheint sehr fraglich. Wenn man sie aber zugibt, so muß wenigstens nachgewiesen werden, was den Gletscher zu einer derartigen Arbeitsleistung veranlaßte. Beckenbildungen findet man in Glacialtälern vorwiegend an Stellen, wo der Eisrand längere Zeit stillstand und dort, wo schwerer abschleifbare Gesteine das Tal riegelförmig durchziehen. Bei Todtnau finden sich keine Moränen, folglich kann auch eine Stillstandphase nicht behauptet werden. Da aber der das Becken südwärts abschließende Riegel keine härtere Gesteinspartie vorstellt, so ist nicht einzusehen, was den Gletscher aufhielt und ihn zur Ausräumung einer so großen Gesteinsmasse veranlaßte. Die glaciale Erklärung dieses Beckens begegnet jedenfalls mannigfachen Schwierigkeiten, und Hubers Behauptung, der „Todtnauer Kessel" sei „von den von allen Seiten herabstürzenden Eismassen ausgekolkt worden" bleibt durchaus unbewiesen.

Nicht geringer sind die Schwierigkeiten bei der Annahme glacialer Entstehung des Schlechtnauer Beckens. Wenn die Geschwender Endmoräne innerhalb des südlichen abschließenden Riegels, also im Becken läge, so ließe sich dieses als Zungenbecken auffassen, wobei freilich seine Ausräumung eine gewaltige Arbeitsleistung vorstellen würde. Nun liegt aber die Moräne außerhalb des Riegels und läßt sich auf diese Weise nicht mit der Deutung der Talerweiterung als Zungenbecken in Einklang bringen. Dagegen ist die Konfiguration ohne weiteres verständlich, wenn das Becken vor dem Eintritte des Gletschers bereits vorhanden war. Dieser hätte dann das Becken aufgefüllt, den Riegel überschritten und einen Teil des Moränenmaterials außen abgelagert. Das gleiche gilt für das Todtnauer Becken. Endlich ist die Form der Grenzen des Todtnauer Beckens und ihre Lage zur Bewegungsrichtung des Eises so eigentümlich, daß man es sich schwer durch einen Gletscher ausgeschürft vorstellen kann.

Die glacialen Erklärungsversuche setzen also nicht nur einen Dualismus der Beckenentstehung voraus, sondern begegnen im einzelnen so großen Schwierigkeiten, daß man von ihnen absehen muß, und zwar umsomehr, als die morphologische Beschreibung der Becken Merkmale kennen gelehrt hat, die auf eine andere Entstehungsmöglichkeit, die tektonische, hinweisen.

Diese Merkmale sind, noch einmal kurz zusammengefaßt: Die Gradlinigkeit der Beckengrenzen und die Wiederkehr ihres Streichens, das mit dem der tektonischen Leitlinien der Gegend zusammenfällt, in Abhängigkeit davon die geometrischen, vielfach analogen Beckenumrisse, das gleiche Verhalten der gemeinsamen Achsen der Beckenregionen zu den tektonischen Leitlinien, die geradlinige Fortsetzung der Grenzen in Täler [1]. Endlich sind auch die wechselnde Tiefe der Becken und die Unregelmäßigkeit des Bodenreliefs mit einer von außen wirkenden Kraft schwer vereinbar, hingegen bei einer tektonischen

[1] Diese werden im Abschnitt über die Täler als tektonische erkannt werden.

Entstehung leicht erklärlich. Tektonisch könnten die Becken nur in der Weise entstanden sein, daß längs aneinanderstoßender Bruchlinien verschiedener Richtung Schollen geringer Ausdehnung durch vertikale Bodenbewegungen in eine niedrigere Lage gelangt sind. Wenn also die auf Grund der beschriebenen Eigenschaften der Becken ausgesprochene Annahme richtig ist, so müssen Bruchlinien und Spuren von Bewegungen an den Beckenrändern nachweisbar sein.

Wenn man die Ränder des Todtnauer Beckens begeht, so findet man, daß unter den Gesteinsklüften jeweils die Richtung vorherrscht, die dem Beckenrande parallel läuft und daß, je mehr man sich von dem Becken hinwegbewegt, das Überwiegen dieser Richtung zurücktritt. Schreitet man einer Beckenecke entgegen, so treten in immer stärkerem Maße Klüftungen in der Richtung des benachbarten Beckenrandes auf, um beim Umbiegen in dessen Richtung herrschend zu werden. Dieselben Beobachtungen sind in gleichem Maße bei den Becken von Praeg und Zell und an großen Teilen der Beckenfolge im Carbonstreifen anzustellen. Auch an einzelnen Randpartien anderer Becken macht sich dies sehr deutlich geltend und fehlt keinem Becken ganz[1]. Die Beckenwände sind häufig von Quarzgängen durchzogen, die bisweilen, z. B. bei Dürrenacker, große Mächtigkeit haben. Wo die Gänge nicht anstehend gefunden werden, weisen an vielen Stellen kantige Quarzbrocken der Bodenbedeckung, die bisweilen sehr groß sind und Drusen enthalten, auf nahe zur Zeit nicht aufgeschlossene Quarzgänge hin. An vielen Stellen der Beckenränder sind Gesteinsverrüttungen nachweisbar; der Granit des Zeller Beckens ist an vielen Punkten in einen sandigen, von zerbrochenen Quarzadern durchzogenen Grus verwandelt, der Mischgneis an der Galgenhalde südlich Schönau und an anderen Stellen hat keinen regelmäßigen Verband der Kristalle mehr, sondern ist zu einer von Quarz imprägnierten splitterigen mylonitischen Breccie geworden. Am Nordrande des Todtnauer Beckens wird das Gestein von ziemlich vertikalen, in engen Abständen aufeinander folgenden Klüften durchzogen. Ihnen folgend hat die Verwitterung jene ausgedehnten steilen Fluhen erzeugt, die für das Landschaftsbild von Todtnau so bezeichnend sind. Wo frische Kluftflächen der Beobachtung zugänglich sind, zeigt das Gestein eine deutliche wellige, feingestreifte, bisweilen spiegelnde Oberfläche. Dem hier anstehenden Gneise fehlt die typische Gneisstruktur völlig, er ist richtungslos und wird von unregelmäßigen, linsenförmigen oder stark gefälteten Schlieren saurer und basischer Mineralanhäufungungen durchzogen. Die Streifung der Kluftoberflächen kann also nicht eine durch die Verwitterung herauspräparierte Gesteins-

[1] Die Klüftungen können nicht durch Gehängedruck hervorgerufen sein, weil sie sich über die Becken hinaus in die anstoßenden Täler fortsetzen ohne Rücksicht auf den Verlauf ihrer Gehänge zu nehmen (Karte I, Todtnau—Poche). Im übrigen vgl. über Klüfte und Gehängedruck den Abschnitt über die Täler.

struktur vorstellen. Eine Schrammung seitens des Wiesegletschers ist gleichfalls auszuschließen, weil die Streifung auf jeder Kluftfläche wiederkehrt und außerdem senkrecht gegen den Beckenboden fällt. Die Streifung der Kluftflächen kann nur als tektonische Schrammung aufgefaßt werden, die, wie das Fallen beweist, durch vertikale Bodenbewegungen hervorgerufen ist. Das gleiche gilt für den SO-Rand, wo die Erscheinungen wegen der spärlichen Aufschlüsse sich nicht in der Vollkommenheit zeigen wie am Nordrand. Hier stehen die Klüfte nicht senkrecht, sondern fallen unter spitzerem Winkel nach der Beckenmitte zu, daher fehlen die Fluhen. — Der kurze Westrand ist mangelhaft aufgeschlossen und zeigt nur die Klüftung parallel dem Beckenrande. An der tektonischen Natur des Todtnauer Beckens kann nach diesen Beobachtungen kein Zweifel sein.

In ganz ähnlicher Weise wie der Nordrand des Todtnauer Beckens zeigt der parallele Nordrand der Aftersteger Talerweiterung W—O-streichende Klüftung und Schrammung der nach dem Tale zu fallenden Kluftflächen, so daß auch dort eine Bewegung stattgefunden haben muß. Durch relatives Absinken einer Scholle ist die Stufe entstanden, über die das Stübenbächle als Wasserfall dem Schönbach zueilt.

Im Schlechtnauer Becken findet sich neben ausgedehnter Klüftung an den Rändern tektonische Schrammung mit Harnischen auf der Westseite, in der Beckenfolge zwischen Geschwend und Utzenfeld sind Klüftung, Schrammung und Reibungsbreccien im Westen sehr ausgeprägt. Wo im Gebiete des Culm Tonschiefer und ähnliche weiche Gesteine auftreten, ist dieser Nachweis schwer zu führen, da bei solchen Gesteinen die ursprüngliche Struktur leicht ganz verwischt wird und die jüngere Druckschieferung von der Schichtung und älteren Transversalklüftung schwer zu unterscheiden ist. Dies scheint im Gebiete des Teilbeckens von Dürrenacker der Fall zu sein, wo Tonschiefer von Klüften durchsetzt werden, die nach dem Tale hin einfallen, bei denen die Kluftflächen aber von ursprünglichen Schichtflächen nicht zu sondern sind. In diesem Falle sprechen aber Quarzgänge und eine außerordentlich starke Klüftung, die zu bedeutenden Schutthalden Anlaß gab, für Bodenbewegungen. Im Praeger Becken sind tektonisch geschrammte Kluftflächen am NO-Rande aufgefunden worden. Der Westrand folgt einer älteren tektonischen Linie, einem Porphyrgange und ist durch die stärkste Zerklüftung und Schutthaldenbildung ausgezeichnet, die im ganzen Wiesentalgebiet überhaupt zu beobachten ist. Der SW-Rand und W-Rand des Schönauer Beckens zeigt sehr deutlich die Merkmale von Verschiebungen. Infolge des steilen Einfallens ist unter dem Einflusse der Verwitterung eine an steilen Felsen und Fluhen reiche Landschaft entstanden, ähnlich wie sie unter gleichen Verhältnissen bei Todtnau beobachtbar ist. Endlich sei noch das Zeller Becken erwähnt, wo alle genannten charakteristischen tektonischen Merkmale der Becken vorkommen.

Einige Anzeichen machen wahrscheinlich, daß die den Beckenboden bildende Scholle nicht als Ganzes eingesunken, sondern in einzelnen Schollen zerbrochen ist, die in verschieden tiefe Lage gesenkt worden sind. Höher aufragende Schollen sind möglicherweise in einigen inselartig aufragenden Kuppen zu erblicken, was besonders von denen bei Utzenfeld gilt, wo ihre Lage auf der Grenze zweier Teilbecken, ihre Kluftrichtung und ihre steilen Böschungen den Eindruck kleiner Horste zwischen den Einzelbecken erwecken. Dagegen werden andere Kuppen, die mit allmählicher Neigung aus wenig mächtigen Aufschüttungen herausragen, wie die bei Schönau wahrscheinlich nur die höchsten Erhebungen des unregelmäßigen Beckenbodens sein. Der eingangs erwähnte, dem Vorlande des Dürrenacker Beckens vorgelagerte Wall ist von der Beckenwand durch eine Zone stark zerklüfteten Gesteins getrennt, in die sich ein Tälchen eingefurcht hat. Er ist möglicherweise eine weniger tief gesunkene Randstaffel. Das gleiche gilt für die ähnliche Konfiguration an der Kleinen Utzenfluh.

Die Betrachtungen über die alten Talböden hatten ergeben, daß wahrscheinlich schon den älteren Phasen des Wieselaufes Becken eingeschaltet waren, die den jetzt untersuchten in großen Zügen entsprachen. Ob sie tektonischer Natur sind, ist hier nicht untersucht worden, indessen ist die Wahrscheinlichkeit groß, daß sie die gleiche Entstehung haben, wie die dem Tale jetzt eingeschalteten Erweiterungen.

Ergebnis

1. Die beckenförmigen Talerweiterungen des Wiesentales und einiger Nebentäler sind tektonische Becken.
2. Die begrenzenden Brüche schließen sich in ihrem Streichen an die im ganzen Gebiete verbreiteten tektonischen Strukturlinien an.
3. Die Beckengrenzen folgen bisweilen Porphyr- und Granitporphyrgängen, sowie dem Rande der Carbonmulde und zeigen, daß an diesen Stellen ältere tektonische Störungslinien wieder aufgelebt sind.
4. Den diluvialen Gletschern des Wiesesystems ist eine wesentliche Beteiligung an der Ausbildung der beckenförmigen Talerweiterungen abzusprechen.

6. Die ehemaligen Seen

Allseitig abgeschlossene tektonische Becken in festem Gestein führen in Gegenden genügender Niederschlagshöhe meist zur Seenbildung. Sie kann ausbleiben, wenn das Einsinken der Becken sehr langsam vor sich geht, so daß die vorher vorhandenen Wasserläufe Zeit genug haben, die entstehenden Riegel in gleichem Tempo zu durchschneiden. Geht die Beckenbildung rascher vor sich, so müssen Seen entstehen.

Wir hatten die älteren Talböden als Arbeitsleistungen von Flüssen erkannt, die im allgemeinen geringeres Gefäll hatten, als die Wiese jetzt besitzt, und die infolgedessen auch weniger in die Tiefe erodieren konnten. Ferner war gezeigt worden, daß die Wiese noch heute die beckentrennenden Riegel überwinden muß und daß diese ihrem Laufe in früheren Zeiten viel größere Hindernisse entgegensetzten. Die Erosion blieb also hinter der Beckenbildung zurück. Damit wird die Annahme zeitweiliger Einschaltung von Seebecken in den Wieselauf ein Postulat. Solche Seen erlöschen durch Auffüllung von Sedimenten oder infolge Durchschneidens der stauenden Riegel. Für die einmündenden Bäche bildet der Spiegel die Erosionsbasis. Sie bilden bei längerem Bestehen des Sees in demselben Niveau ausgeprägte Talböden aus. Sinkt dann der Seespiegel rasch, so schneiden die Bäche erneut ein und es entstehen Terrassen, die an ihren Mündungen rings um das Becken die gleiche Höhe haben. Ferner bilden sich bei längerem Stillstande eines größeren Sees je nach der Härte des Gesteins verschieden deutliche Uferlinien aus. Das Auffinden solcher Anzeichen ermöglicht die Rekonstruktion der Seen, wobei zwar die ursprüngliche Tiefe wegen der Bodenbedeckung höchstens geschätzt werden, der Umriß dagegen genau bestimmt werden kann. Es wäre dann weiter die Ursache und der Verlauf der Entleerung zu untersuchen und endlich der Versuch zu machen, ein Bild der hydrographischen Verhältnisse zu erhalten, die während des Bestehens der Seen herrschten.

Die Schuttmassen in den Becken sind schon früher kurz gestreift worden, wobei auf den Mangel an Aufschlüssen hingewiesen wurde. Im Todtnauer Becken scheinen vorwiegend grobe Schotter zu liegen, ebenso in der Beckenfolge Geschwend—Schönau. Dagegen sind in dem Schlechtnauer Becken, das an verschiedenen Stellen gut erschlossen ist, mächtige, geschichtete Sandmassen abgelagert, denen sich in den oberen Lagen an Zahl zunehmend Gerölle einschalten. Im Wembacher Becken scheint nur feineres Material zum Absatz gekommen zu sein, denn ein etwas tieferer Fuchsbau in der Nähe der Wiese ließ einen vollkommenen steinfreien, aus feinem Sande bestehenden Boden von einheitlicher Beschaffenheit erkennen. Eine größere Verbreitung der Sandablagerungen beweisen zahlreiche Maulwurfshaufen, weil Geröllboden Maulwürfe ausschließt. Darum fehlen sie auch im kiesbedeckten Schönauer Becken. Das Kasteler Becken ist schmal und hat zwei Ausgänge, Umstände, die der Erhaltung mächtigerer Ablagerungen nicht günstig sind. Jedenfalls entblößt jetzt der Fluß anstehenden Fels des Beckenbodens an verschiedenen Stellen. Das Becken von Atzenbach und wahrscheinlich auch das von Zell, sind mit altdiluvialen, feinen fetten Tonen von beträchtlicher Mächtigkeit erfüllt, welche man sich kaum anders als in stillem Wasser abgesetzt denken kann. In keinem der Aufschlüsse wurden bisher Fossilien gefunden.

Nur die Atzenbacher Tone sind beweisend für eine Ablagerung in einem See: doch ist diese Entstehung auch recht wahrscheinlich für die Sande im Wembacher und in den tieferen Teilen des Schlechtnauer Beckens, die bis zu großer Mächtigkeit gleiche Beschaffenheit und Größe der Bestandteile aufweisen. Die Schotter des Todtnauer und des Schönauer Beckens können als Seeablagerungen Hohlformen ausgefüllt haben, aber ebensogut von schleifenbildenden Bächen auf flachen Böden abgesetzt sein.

Sehr auffällig ist der Wechsel der Ablagerungen in benachbarten Becken. Der Riegel des Buchenbrand südlich Schönau trennte vor seiner Durchschneidung des Schönauer und des Wembacher Becken. In dem oberen wurden nur grobe Gerölle, in dem unteren nur feiner Sand beobachtet, in Mächtigkeiten von mindestens 2 bezw. mehr als 1 m. Es muß also der Unterschied der Ablagerungen einige Zeit hindurch angedauert haben.

Wenn mehrere durch Riegel getrennte Seebecken stufenförmig aufeinanderfolgen, so tritt eine Saigerung der Sedimente ein unter der Voraussetzung, daß nur das obere Becken Zuflüsse erhält. In diesem werden alle einigermaßen groben Bestandteile zurückgehalten, und nur die feineren, die sich einige Zeit schwebend erhalten, werden in das nächste eintreten und eine weitere Sonderung nach Größe und Gewicht erfahren. Meistens sind das nur tonige Bestandteile; münden aber kurz oberhalb eines Riegels Bäche mit einigem Gefäll in das Becken, so kann auch feiner Sand durch den Sog des Abflusses in das untere Becken geraten. Die Zugehörigkeit der genannten Talerweiterungen zu einer solchen Stufe würde den auffallenden Unterschied der Ablagerungen erklärlich machen. Ähnlich verursacht könnte man sich den Wechsel der Sedimente in den Becken von Todtnau und Schlechtnau denken, wobei aber die Saigerung nur eine Zeit lang bestanden hat, während später infolge der Durchschneidung des Riegels auch Gerölle in das untere Becken eindrangen.

Weitere Anzeichen für ehemalige Seen liefern die Aufschlüsse in den Beckenböden nicht, daher soll nunmehr nach morphologischen Merkmalen in der Richtung talaufwärts gesucht werden.

An der Eintrittsstelle des Henschenbaches in das Zeller Becken liegt in 490 m Höhe, 30 m über dem Bache, ein sehr deutlicher bastionförmiger Talbodenrest. Er nimmt zwischen der Wiese und der unteren Terrasse eine intermediäre Lage ein. Der nächstliegende Gedanke ist, daß den älteren, früher beschriebenen Talphasen sich eine weitere jüngere angliedert, deren Reste aufzusuchen und zu einem System zu rekonstruieren wären in der Weise, wie es mit den höheren Talbodenresten geschehen war. Im Atzenbacher Becken ist etwas ähnliches in dieser Deutlichkeit nicht nachweisbar; doch haben die Bäche des Jegelsgrabensystems bei 500 m einen kleinen Gefällsknick, indem auf eine steil eingeschnittene untere Strecke ein etwas breiterer, weniger geneigter Talboden folgt.

In der Talstrecke zwischen Atzenbach und Niederhepschingen fehlen innerhalb einer Strecke von 3½ km Spuren einer intermediären Talphase völlig[1]. Nördlich Niederhepschingen ist in der Talerweiterung von Kastel eine mehrfache Terrassierung nicht zu übersehen. Außer dem Hochgestade der Wiese prägen sich zwei Stufen an vielen Stellen sehr deutlich aus und lassen sich in das Wembacher Becken verfolgen. Bei Kastel liegen sie in 556 und 530 m Höhe (Taf. II Fig. 3 und 4). Die bisher untersuchte Strecke des Wiesentales genügt schon, um zu zeigen, daß die beobachteten intermediären Talbodenreste nicht zu einer Talphase rekonstruiert werden können, die den älteren und dem heutigen Wieselauf analog wäre. Man müßte mehrere Phasen und beinahe für jeden Terrassenrest eine besondere voraussetzen, um unnatürliche Gefällskurven zu vermeiden, wenn es bei der Lückenhaftigkeit überhaupt ratsam wäre, eine solche Rekonstruktion vorzunehmen. Gerade in dieser Lückenhaftigkeit liegt aber ein gewisses Gesetz. Denn die intermediären Terrassen treten nur in den Becken auf. Sie können also nicht als Reste jüngerer Talphasen angesehen werden, sondern sind lokale Bildungen. Es müssen demnach Stillstände in der Talvertiefung innerhalb der Becken stattgefunden haben, während die Erosion in den beckenfreien Talstrecken ungestört weiter lief.

Es seien nun die Becken von Schönau bis Geschwend auf das Vorhandensein von intermediären Phasenresten untersucht.

Wenn man das Wiedenbach- und das Aiterbachtal abwärts geht, findet man an den Einmündungsstellen dieser Täler in die Becken beträchtliche Schottermassen über dem jetzigen Niveau der Bäche in 600 m Höhe. Die des Aiterbaches sind deutlich von den Ablagerungen der unteren Terrasse unterscheidbar, weil sie sich noch jetzt in ihrer ursprünglichen geschichteten Packung befinden. Die Gerölle des Wiedenbaches liegen zwar verstreut, aber ihre große Menge und das Fehlen älterer Talbodenreste in der Nähe sprechen dafür, daß die Schotter an Ort und Stelle abgelagert sind. Der Bach, der die Letzberghalde entwässert (südlich Haideck), hat in 600 m Höhe eine sehr deutliche Stufe, auf der vereinzelte Gerölle liegen. Oberhalb Schönau endigt in 600 m Höhe der erwähnte alte Talboden des Haldmattbaches und zwar gegenüber dem alten Talboden des Grabenbaches in ebenfalls 600 m Höhe. Wichtig ist, daß auch die Wiese in 600 m Höhe in das Becken eintritt.

Es münden also rund um die ganze Beckenfolge in der gleichen Höhe eine Anzahl von Talböden ein, während die letzte Terrasse über ihnen ein Gefälle von 100 m, die Wiese unter ihnen ein solches von 80 m hat. Also liegen auch in der Beckenfolge von Schönau—Geschwend Spuren einer intermediären lokalen Talphase vor, die gegenüber

[1] Über eine lokale Terrasse nördlich Mambach vgl. den Abschnitt über die Laufveränderungen.

den älteren und dem allerjüngsten Talboden eine deutliche Horizontalität aufweisen (Taf. I Fig. 2). Eine auf die beckenförmige Talerweiterungen beschränkte, streng horizontale Talphase dürfte kaum in anderer Weise verstanden werden als im Sinne der eingangs zusammengestellten Eigenschaften ehemaliger Seebecken.

Es lag also in der Beckenfolge Geschwend—Schönau ein langgestreckter, unregelmäßig begrenzter See mit einem Spiegel in 600 m Höhe [1]. Wenden wir uns nun wieder dem Kasteler Becken zu. Die oberste Terrasse der Kastel—Wembacher Beckenfolge ist deutlich ausgeprägt oberhalb des Burstelriegels. Auf der rechten Seite des Flusses ist das Dorf Kastel in 556 m auf der Terrasse aufgebaut, links vom Flusse wird das Gehänge in gleicher Höhe flacher, um dann wieder steiler zu dem ebenen Talboden der unteren Terrasse emporzusteigen. In derselben Höhe findet sich südlich des Rabenfels bei Wembach ein stufenförmiger Absatz mit schwach gerundeten Geröllen. Im ganzen ist die Terrasse freilich lückenhaft wegen der vielen Erosionsrinnen am Westrande des Beckens. Besonders zu betonen ist aber, daß der früher beschriebene ältere Ausgang des Beckens (westl. Burstel) in gleicher Höhe der Terrassen liegt. Demnach verläuft auch im Wembacher Becken die intermediäre Talphase horizontal.

Die terrassenförmige Uferlinie und das Niveau des älteren Beckenausganges in 556 m Höhe lehren den alten Seespiegel kennen.

Der See war langgestreckt und schmal und im NW ähnlich ausgebuchtet wie die obere Seenfolge. Gemäß dem früher gewonnenen Ergebnis der Untersuchung der Laufverlegungen am Burstel müssen wir annehmen, daß der Künabach damals noch seinen alten NW-Unterlauf inne hatte und in den See mündete. Die größte Tiefe würde etwa 50 m betragen haben. Vor der Böllenbachmündung lag eine Untiefe von 10 m.

Wir können zunächst die Gleichaltrigkeit der beiden rekonstruierten Seespiegel nicht beweisen. Da indessen in größeren Höhen keine Spuren ehemaliger Seen nachweisbar sind und außerdem das Niveau der unteren Terrasse, die Maximalhöhe für den Seespiegel von dem Schönauer See schon erreicht war, so ist es gestattet, auch ohne direkten Beweis die Seespiegel als gleichzeitig anzusehen.

Im Kastel—Wembacher Becken weist eine sehr deutliche untere intermediäre, horizontale Terrasse in 530 m Höhe auf einen niedrigeren See-

[1] Die Seeoberfläche ist mit etwas gebogener Achse langgestreckt und besitzt im oberen Teil einige zipfelförmige Buchten. Der südliche einheitliche Abschnitt des Sees wird durch eine Einschnürung abgetrennt. Ein an Gestalt und Größe, rein äußerlich ähnlicher See ist etwa der Plan-See in Tirol (westlich vom Eibsee, cf. Reichskarte 1:100000, Blätter Hinterstein und Mittenwald).

spiegel hin. Sie ist als Uferlinie gegenüber der Spinnerei Schönau, an der Klausenbrücke und an der Kohlbachmündung ausgebildet. In gleicher Höhe steht auf der Oberfläche eines Schotterkegels der Ort Wembach. Der See der zweiten Phase ist bereits durch den jüngeren Wieselauf entwässert worden und die großartige Veränderung des hydrographischen Bildes dieser Gegend hat sich zwischen der ersten und der zweiten Phase vollzogen.

Der See der oberen Phase wurde durch den alten Ablauf entwässert, der sich in nicht übermäßig gestörtem Gestein nur langsam vertiefte, weshalb der Spiegel längere Zeit in der gleichen Höhe verharrte und Uferlinien ausbildete. Der bei Niederhepschingen mündende linke Nebenbach (der jetzige Wieselauf) schnitt sich unterdessen, Störungslinien folgend, rasch gegen das Becken hin ein. In dem Augenblick, wo er den Spiegel erreichte, mußte der See sich auch durch diesen Bach entleeren.

Vielleicht waren beide Abläufe eine Zeit lang nebeneinander in Tätigkeit, bis der jüngere unter günstigeren Bedingungen erodierend einen Vorsprung gewann, den tiefsten Punkt der Beckenumrandung bildete und den See allein entleerte. In dem Maße, als er sich tiefer einschnitt und der Querschnitt des Ablaufes sich vergrößerte, floß bei gleicher Zuflußmenge mehr Wasser ab und der Seespiegel sank. Das Sinken fand ununterbrochen statt, denn Uferlinien fehlen, bis in 530 m Höhe ein Stillstand, verbunden mit solchen, eintrat. In diesem Niveau war das Gleichgewicht von Zu- und Abfluß wieder erreicht, da mit abnehmendem Gefälle erstens die Erosionskraft des Abflusses sank und zweitens der kleiner gewordene Spiegel die Größe der Verdunstung herabsetzte. Auf diesen Spiegel der zweiten Phase stellte sich der Böllenbach, möglicherweise auch der Kohlbach ein[1].

Das Sinken ließ natürlich die Seenfolge von Schönau—Geschwend nicht unbeeinflußt. Es wurde ja für ihren Ablauf die Erosionsbasis tiefer gelegt und die Erosionskraft verstärkt, d. h. es erfolgte ein verstärktes Durchschneiden des Buchenbrandriegels bis zur Herstellung des Gleichgewichts im talabwärts gelegenen See.

Der unteren intermediären Phase im Kasteler Becken muß also auch eine solche im Schönauer Becken entsprechen.

Spuren dieser zweiten Seespiegellage sind im Schönauer Becken in ausgezeichneter Weise vorhanden. Der Haldmattbach hat in 550 m Höhe einen gut ausgebildeten, auffälligen Talboden mit Geröllen; beim Schleifenbach beginnt in dieser Höhe ein deutlicher Schotterkegel (Taf. II. Fig. 1); am Westrand ist eine Uferlinie in Gestalt terrassenförmiger Absätze stellenweise sehr deutlich, besonders oberhalb Schönau.

---

[1] Der Böllenbach hat eine deutliche Terrasse dieser Phase mit Schottern, beim Kohlbach ist eine solche angedeutet, Gerölle aber sind zurzeit nicht zu finden.

Der See füllte nunmehr mit einer Maximaltiefe von ca. 20 m nur noch das Schönauer Becken aus, während der obere Teil der Seenfolge trockengelegt und in eine Flußstrecke umgebildet wurde, die in wilder Schleifenbildung ein breites Bett in die mächtigen Schotterablagerungen erodierte und die auffällige Hochgestadeterrassenlandschaft zwischen Geschwend und Utzenfeld modellierte.

Im zuflußarmen Schlechtnauer Becken ist eine wenig ausgeprägte Uferlinie besonders im Osten zu beobachten, die im Zusammenhange mit den mächtigen Sandablagerungen auch für eine Seebedeckung dieses Beckens spricht. Das Todtnauer Becken bietet hingegen keine Hinweise auf einen ehemaligen See. Man wird hier deutliche Spuren auch kaum erwarten dürfen, da gegen das Quellgebiet der Wiese hin alle Talbodenreste konvergieren, schwerer zu unterscheiden und infolge starker Erosion lückenhafter sind. Indessen ist es doch wahrscheinlich, daß auch dieses Becken einmal von einem See erfüllt gewesen ist.

Schließlich kann auf eine ehemalige Seebedeckung der Beckenfolge Schönau—Geschwend unabhängig von den bisher verwerteten Beobachtungen von anderen Befunden aus geschlossen werden kann, nämlich aus der Lage der Moränen (Taf. I. Fig. 2). Die Moränen des Wiesentales bei Geschwend[1], des Aiterbachtales unterhalb Aitern und des Grabenbachtales oberhalb Bischmatt, liegen nahe den Mündungen von Talböden in die Beckenfolge alle in der gleichen Höhe von annähernd 600 m. Die Moräne bei Geschwend liegt tief unter dem alten Talboden und in geringer Höhe über der Wiesesohle, während die des Grabenbachtales auf der unteren Terrasse hoch über der Wiesesohle lagert.

Man ist also genötigt, entweder zwei Vereisungsperioden anzunehmen oder zu folgern, daß während einer einmaligen Vergletscherung Talstrecken verschieden alter Systeme vom Eise benutzt worden sind. Gegen die erste Annahme sprechen schwerwiegende Gründe. Der Erhaltungszustand der hochliegenden Moräne im Grabenbachtale ist dem der tiefliegenden Moränen völlig gleich. Ferner sind bisher sonst noch nirgends Spuren einer Vereisung in höheren Niveaus aufgefunden worden. Endlich ist der Charakter der unteren Terrasse durchaus fluviatil. Die andere Annahme erfordert einen glacialen Haupttalboden, der im Gebiete der oberen Beckenfolge in 600 m Höhe gelegen und gar keine Beziehungen zu den anderen Talbodensystemen gezeigt, sondern sie, vertikal gedacht, gekreuzt hätte. Ein solcher Talboden kann nur der Spiegel eines Sees gewesen sein.

Die Moränen gestatten eine Altersbestimmung der einzelnen Talphasen.

Die hydrographischen Verhältnisse des mittleren Beckengebietes seien an der Hand eines etwas schematischen Profiles noch einmal kurz zusammengefaßt (Taf. I. Fig. 2).

[1] Auf Taf. I Fig. 2 nicht dargestellt.

Während einer Periode, die der Vereisung vorausgeht, floß die Wiese auf dem unteren Terrassenboden a. Dann erfolgte das Einsinken der Becken, das eine obere Seenfolge mit 600 m (Geschwend—Schönau) und einen unteren See mit 556 m (Kastel) Spiegelhöhe hervorrief. Diejenigen Seitentäler der Periode a, deren Mündungen höher als der Seespiegel zu liegen kamen, mußten sich nun auf diese Erosionsbasis einstellen und bildeten die Talböden b aus. Wo aber der Seespiegel das Niveau eines älteren Seitentalbodens gerade erreichte, trat er an die Stelle des früheren Haupttalbodens. Das Gefäll des Seitenbaches wurde also nicht vergrößert und infolgedessen kein jüngerer Lauf eingeschnitten. Der Talboden a wurde hier während der Periode b weiterbenutzt (Grabenbach, Haldmattbach).

Jetzt setzte die Vergletscherung ein. Einige der V-förmigen Talböden a und b wurden in glaciale Trogtäler umgewandelt. Die Gletscher erreichten in 600 m Höhe den Rand des Sees.

Nachdem die Vereisung ihren Höhepunkt überschritten hatte, steigerten die Schmelzwasser der Gletscher die Erosion wahrscheinlich beträchtlich, so daß der Bursteiriegel auf einer Linie geringen Widerstandes durchschnitten, die Seespiegel auf 550 bezw. 530 m erniedrigt und der oberste Seeabschnitt trocken gelegt wurde. Auf die Spiegel dieser postglacialen Seen stellten sich die Bäche durch Ausbildung der Talböden c ein.

Die Riegel wurden durch die abfließenden Bäche endlich ganz durchschnitten, so daß die Seen endgültig abliefen. Die noch mündenden Bäche ließen dieser erneuten Tieferlegung ihres Zieles die Talverjüngung d folgen.

Die hier gegebene Deutung der beobachteten alten hydrographischen Spuren ist scheinbar unvereinbar mit einem Vorkommen von Moränenmaterial, welches am Ausgange des Böllenbachtals in dem für Schwarzwaldmoränen ungewöhnlich tiefen Niveau von 520 m auf dem Boden des Beckens liegt. Diese Moräne hat eine eigentümliche Struktur, sie ist bald mehr lehmig, bald mehr geschiebeführend. Gilléron hat ihre glaciale Natur in Zweifel gestellt. Wenn die Moräne hier abgelagert wäre, müßte der Gletscher durch das typisch V-förmige, junge Erosionstal des Böllenbaches geflossen sein. Da diese Annahme nicht zulässig ist, kann es sich nur um eine umgelagerte Moräne handeln. Es läge am nächsten, anzunehmen, daß der vom Belchen kommende ausgedehnte Gletscher auf dem Talboden b fließend, seine Moräne bis auf den Spiegel des Sees (550 m) vorgeschoben habe. Beim Abschmelzen des Eises mußte sie dann größtenteils hinweggeräumt werden. Am Nordrande des Wembacher Beckens wäre sie vor den aus der Wiese und dem Böllenbach kommenden Schmelzwassern geschützt gewesen. Hier konnte sich also ein Rest erhalten, der eine schwache Sedimentierung erfahren hat.

Ergebnis

1. Die tektonischen Becken des Wiesentals gaben zur Bildung stufenförmiger Seen Anlaß.
2. Das Erlöschen der Seen erfolgte infolge Durchschneidens der abschließenden Riegel seitens der Abflüsse und wurde beschleunigt durch die Ausbildung des jüngeren Ablaufes bei Kastel.
3. Zwei längere Stillstandsphasen der Seespiegel bewirkten bei den einmündenden Bächen die Ausbildung intermediärer Talböden.
4. Zu Beginn der Vergletscherung des Wiesentales bestanden bereits die Seen und folglich auch die Becken.

7. Die Täler

a. Anomalien des Talnetzes

Das Talnetz der Großen Wiese weicht in vielen Punkten erheblich vom Normalschema eines Entwässerungssystems ab. Für die Laufstrecken, in denen die beckenförmigen Talerweiterungen vorherrschen, ist das nicht auffällig, indessen zeigt auch das gerade, beckenfreie N—S gerichtete Talstück vom Kasteler Becken bis Atzenbach mannigfache Eigentümlichkeiten (Karte II). Die Richtung einzelner Laufstrecken ist bei manchen Bächen sehr auffallend. Es kommt häufig vor, daß ein Bach plötzlich ohne sichtbare Ursache seine Richtung unter einem Winkel ändert, um nach einer kurzen Strecke wieder in die alte oder eine noch andere einzubiegen. (Schleifenbach östl. Schönau, Rändelbach bei Niederhepschingen). Dabei ist die Ausbildung gradliniger Strecken sehr bemerkenswert (dieselben Beispiele und Kohlbach). Solche Strecken haben Streichrichtungen, die häufig wiederkehren, so daß eine Parallelität einzelner Laufabschnitte beim ersten Blick auf die Karte auffällt. Die Karte lehrt ferner einen sehr merkwürdigen Unterschied in der Laufrichtung der Bäche rechts und links der Wiese. Die linken Zuflüsse münden nach im ganzen ostwestlichem Verlaufe unter einem annähernd rechten Winkel, die der rechten Talseite meist unter einem spitzen. Außerdem ist das kleinere Entwässerungsgebiet der rechten Talseite von viel mehr Bächen durchschnitten, als das viel größere links der Wiese.

Infolge dieser Verhältnisse entsteht ein sehr großer Unterschied in der Gestaltung der beiden Talseiten, rechts eine vielfach gegliederte, unruhige Landschaft mit vielen Tälern mehr oder weniger meridionaler Laufrichtung, links ausgedehnte, von wenigen O—W laufenden Tälern durchfurchte Hochflächen. Nur die linke Talseite macht den Eindruck einer reinen Erosionslandschaft. Damit ist bereits eine andere Besonderheit des Talsystems berührt worden, die ungleiche Dichte der Täler. Von Wembach bis Zell münden rechts zehn ausgebildete Täler, links nur sechs in das Haupttal, rechnet man die klei-

neren und die Trockentäler hinzu, so verschiebt sich das Verhältnis noch mehr zugunsten der rechten Talseite, trotzdem das Entwässerungsgebiet viel kleiner ist[1]. Dieselbe Ungleichheit der Talverteilung zeigt im kleinen der Schliffbach östlich Schönau, der von Süden her vier, von Norden gar keine Zuflüsse erhält. Die Ungleichheit erstreckt sich nur auf die Täler, nicht auf die Wassermengen der Bäche; denn in dem Bezirke abnormer Taldichte lehrt die Begehung vieler Täler eine weitere Eigentümlichkeit, nämlich ein Mißverhältnis zwischen Talentwicklung und Wasserführung.

In einem wohlausgebildeten Sohlentale fließt öfters ein ganz unbedeutender Bach (Kohlbach bei Wembach, auch Schuhlochbach bei Atzenbach). Mitunter beschränkt sich die zu große Ausdehnung auf einen Abschnitt des Tales. So hat die runsenartige Brunnenstubquelle bei Mambach einen weiten amphitheatralischen Quelldobel, dessen Durchmesser die Länge des Baches übertrifft. Ähnliches gilt für den Pfaffenbach. Während der bedeutende, wasserreiche Künabach ein unfertiges, stromschnellenreiches, schwer zugängliches Tal austieft, hat der unbedeutende Erzenbach (bei Atzenbach) sich schon ein breites Sohlental geschaffen. Den höchsten Grad dieses Mißverhältnisses stellen einige Trockentäler in der Gegend von Kastel vor.

Die Abweichungen des Wiesentalsystems gegenüber dem nur durch das Gefäll bedingten normalen Erosionssystem erstrecken sich also auf R i c h t u n g, E n t w i c k l u n g s g r a d und D i c h t e d e r T ä l e r. Diese Abweichungen sind in den einzelnen Teilen des Talgebietes in verschiedenem Grade ausgebildet und lassen schließen, daß neben dem Gefäll andere Faktoren mit wechselnder Intensität an der Ausbildung der Täler beteiligt sind. Vor allem gilt das für die Richtung.

Für die Entwicklung und Dichte können die Niederschläge ausschlaggebend sein. Indessen ist das Talgebiet zu klein, als daß man wesentliche Unterschiede der Niederschlagsmengen erwarten dürfte. Auch ist der orographische Bau und die Lage zu den regenbringenden Winden (SW bis S) derart, daß kein Strich bevorzugt ist, und daß es keine ausgesprochene Wetterseite gibt[2].

Außerdem liegen die übermäßig taldurchfurchten Bezirke in unmittelbarer Nachbarschaft von solchen, die eine regelrechte Bachdichte haben. Die talreiche Gegend rechts der Wiese wird nur durch den Flußlauf von der talarmen Gegend des linken Ufers getrennt. Noch auffälliger ist die scharfe Grenze der Gebiete verschiedener Dichte beim Schliffbache. Bei gleichen Niederschlagsmengen kann aber wechselnde Bodenbedeckung ein durchaus ungleichartiges Talnetz ausbilden. Dies ist möglicherweise für einige Stellen im

[1] Herr stud. R i e d e in Freiburg hat in einer unveröffentlichten Arbeit den Taldichteunterschied der beiden Wieseufer auf Grund metrischer Untersuchungen auch g r a p h i s c h zum Ausdruck gebracht.

[2] Genügendes meteorologisches Beobachtungsmaterial liegt nicht vor.

Wiesentalgebiet der Fall. Die kahle Hochfläche von Ehrsberg ist stellenweise von sandigem Verwitterungsgrus bedeckt, der viel Wasser aufnimmt und verhältnismäßig wenig abfließen läßt. Die Gegend von Pfaffenberg hingegen besitzt eine dicke Lehmdecke, die undurchlässig ist und das Regenwasser zum Abfluß und zur Talbildung zwingt. Solche Unterschiede kommen aber nur ganz lokal vor und decken sich nicht mit den Grenzen der Bezirke verschiedener Bachdichte.

Abgesehen von einigen Randpartien der beckenförmigen Talerweiterungen, wo die steile Böschung die Ansiedelung von Pflanzen verhindert, ist das Talgebiet gleichmäßig von Vegetation bedeckt. Wohl ist zu beobachten, daß in entwaldeten Gebieten die Runsenbildung rascher verläuft als im waldbestandenen, das ganze Talbild aber wird dadurch wenig beeinträchtigt. Ferner ist der Wechsel zwischen Wald, Weide und Ackerland ein Produkt der Besiedelung. Vor der Besiedlung ist die ganze Gegend wahrscheinlich ziemlich gleichmäßig mit Wald bedeckt gewesen, so daß die Pflanzendecke keine ungleiche Entwicklung der Täler verursachen konnte.

Es können also Gründe der Besonderheiten der Talbildung nach Ausschluß der erwähnten Faktoren nur im Bau des Gebirges selbst gefunden werden, und es ergibt sich somit die Aufgabe, Beziehungen zwischen den Tälern und dem Gebirgsbau aufzusuchen.

b. Die Täler im Carbongebiete

Da der Carbonstreifen als Sedimentgebirge seine primäre Struktur schärfer hervortreten läßt, sei er zuerst untersucht (Karte I). In den geologischen Vorbemerkungen war gesagt, daß er eine steil eingefaltete Mulde darstellt, deren Streichen im ganzen westöstlich verläuft, westlich der Wiese aber in der Schönauer Gegend lokal in NW—SO-Richtung umbiegt.

Ein Teil der Täler zeigt zu den Streichrichtungen gar keine Beziehung, sondern kreuzt sie unter verschiedenen Winkeln (Wiedener- und Aiterbach, Praeger Bach). Andere, und zwar wesentlich solche Täler, die ganz oder wenigstens größtenteils im Carbon verlaufen, haben unverkennbar dasselbe Streichen, wie die Carbonablagerungen. Dem links der Wiese herrschenden W—O-Streichen folgen der Schleifenbach östlich Schönau mit seiner längsten Talstrecke und das Eulenbächle westlich Praeg mit seinem Oberlaufe. Rechts der Wiese geht der Haldmattbach dem veränderten Streichen der Schichten parallel. Die nähere Untersuchung dieser Täler ergibt weitere Zusammenhänge mit dem Bau des Gebirges. In den benachbarten Läufen des Graben- und Schliffbaches sollte man bei ihrer ähnlichen Lage und der gleichen Gestalt ihres Quellgebietes Zwillingsbäche vermuten. In Wirklichkeit aber zeigen die Bäche sehr große Verschiedenheiten. Während der Grabenbach mit seinem regelmäßig ausgebil-

deten Quelltrichter und der gleichmäßigen Zufuhr von beiden Seiten auf kürzestem Wege abwärtsfließend gewissermaßen ein Modell normaler Erosion vorstellt, verhält sich der Schleifenbach in allen Punkten abweichend. Er besitzt keinen Quelltrichter, sondern reißt mit einem übermäßig langen Quellarm eine tiefe Runse bis auf den wasserscheidenden Tiergrüblepaß hinauf ein. Sein Verlauf folgt dem Streichen der Mulde bis auf eine kurze Strecke, während welcher er NW-Richtung inne hat. Von Süden her empfängt er vier Zuflüsse, die in wohlausgebildeten Betten die Nordhalde des Höhenzuges Schneckenboden-Hochgescheid entwässern. Von Norden her entbehrt er jeder Speisung. Die Carbonablagerungen sind im Gebiete dieses Tales in ihrer W—O-Streichrichtung stark geklüftet und fallen nach Norden ein, auf dem Südhange des Tales also nach dem Bache zu, auf dem Nordhange gegen den Berg[1]. Die Niederschläge des Südhanges können daher dem Bache zufließen, während das auf den Nordhang fallende Regenwasser den Klüften folgt und in den Berg hinein nach dem Muldenkern zu sinkt. Da außerdem die Südexposition des Hanges eine rasche Verdunstung der Niederschläge bewirkt, so bleibt nur ein geringer Rest abfließenden Wassers übrig, der nicht in der Lage ist, Täler auszufurchen. Der Schleifenbach fließt also in einem Isoklinaltale und kann nur von d e r Seite her Zuflüsse empfangen, die gleichfallend mit den Schichten geböscht ist. Entsprechende Verhältnisse bestehen am Nordrande der Mulde, wo W—O geklüftete Schichten steil nach Süden einfallen und die Niederschläge infolgedessen dem Muldenkern zuführen müssen. Darum ist auch auf der Strecke Utzenfeld-Dürrenacker kein größerer nach Norden fließender Bach entwickelt.

Dem Grabenbachtal, das dem Muldenkerne näher liegt, kommt das auf den Klüften laufende Grundwasser zugute, so daß sich hier ein gut bewässerter Talboden und Zuflüsse von beiden Seiten entwickeln konnten. Das Grabenbachtal ist ein Synklinaltal, das von beiden Flügeln der Mulde her Speisung empfängt (Taf. II. Fig. 5).

Während ringsum Schutthalden, gras- und farnbewachsene oder forstbedeckte Hänge das siedlungsleere Landschaftsbild kennzeichnen, ermöglicht die genügende Bewässerung dieses Tales die Existenz von zwei Dörfern (Bischmatt und Thunau), neben den wenigen Häusern von Michelrütte den einzigen des ganzen Carbongebietes zwischen Schönau und Praeg[2].

[1] Hierzu Taf. II Fig. 5.

[2] Der Ausnahmestellung des Grabenbachtales entspricht eine anthropogeographische Merkwürdigkeit. Die Ortsnamen mit der Endung -au gehören im allgemeinen den älteren Ortschaften an, die an solchen Stellen gegründet wurden, wo die Natur der Ansiedlung günstige Bedingungen bot und vor allem keine Rodung notwendig machte, also im Tale. Die späteren Siedlungen mußten in höheren Lagen angelegt werden, nachdem durch Rodung des Waldes Platz für den Ort geschaffen war. Derartige Siedlungsnamen endigen meist auf -berg, -rütte oder -schwend. Thunau, in der Region der Rodungssiedlungen gelegen, ist der einzige Ort außerhalb des Haupttales, der die Endung -au führt.

Die großen Unterschiede in der Ausbildung des Graben- und Schliffbachtales finden also im geologischen Aufbau ihre Erklärung, ebenso wie der beiden gleiche ostwestliche Verlauf. Beide Täler sind vom Bau der Mulde abhängig. Nur die kurze NW gerichtete Strecke des Schleifenbaches macht eine Ausnahme (Karte II). Während der Bach diese Richtung inne hat, wird er auf der rechten Seite von einem mächtigen Porphyrgange begleitet. An der Stelle, wo der Bach zum ersten Male umbiegt, um dem Gange zu folgen, ist der Porphyr von zahlreichen Klüften in NO—SW-Richtung quer durchsetzt. Das Gestein ist stark zertrümmert, grusig und von Quarzadern durchschwärmt. Den Höhepunkt erreicht diese Störung in einem Lettenbesteg und einer tiefen höhlenartigen Spalte, deren Wände stellenweise mit einem Hauche von Malachit bedeckt sind.

c. Die Täler im krystallinischen Gestein

In der abweichenden Strecke des Schliffbaches liegt offenbar eine Beziehung zu einem anderen Strukturelement vor. Der Zusammenhang einer Talstrecke mit einem Gange ist von großer Wichtigkeit für das Studium der Täler im Granitgebiete. Denn dort setzen viele Gänge eines äußerst charakteristischen Granitporphyrs auf, die auch landschaftlich hervortreten, weil sie infolge ihrer größeren Härte vielfach die Oberfläche des Granites überragen. In der Gegend des Kasteler Beckens sind sie am häufigsten. Im Böllenbachtale wird an verschiedenen Stellen Granitporphyr angeschnitten, der gangförmig im Mischgneise aufsetzt. Er streicht NW—SO, also parallel der Talrichtung. Es scheint, daß diese Aufschlüsse im Zusammenhange mit einer Gruppe von Gängen stehen, die an der Klausenbrücke (bei Wembach) gut zu sehen sind. Dann besteht zwischen dem Tale und den Gängen ein Parallelismus wie beim Schliffbach. Auch Kohlbach und Hofbach gehen während größerer Strecken ihres Verlaufes gut verfolgbaren Granitporphyrgängen parallel, und dem Gange, der die Wiese bei der Kasteler Brücke kreuzt, folgt ein Trockental. Die Quellbäche des Hepschinger Baches laufen dem Gange bei Ittenschwand parallel.

Im ganzen Ganggebiete rechts der Wiese ist also kein Gang nachweisbar, dem nicht ein Tal folgt und umgekehrt gibt es keine Täler, die nicht an Gänge gebunden wären.

Die Granitporphyrgänge setzen sich auf der linken Talseite fort und sind noch weit verfolgbar. Im unteren Künabachtale stehen sie wieder an. Hier liegen sie quer zur Talrichtung und werden vom Bache gekreuzt. Das gleiche gilt für einige Gänge im Oberlaufe, die dem Granitporphyrverbreitungsgebiet von Herrenschwand angehören. Im Angenbachtale verlaufen die Gänge rechtwinklig zum Tale und werden vom Bache auf kürzestem Wege überwunden.

Einige Nebenbäche (bei Altenstein) ziehen den Gängen parallel in ähnlicher Weise wie die Bäche rechts der Wiese, andere hingegen nehmen gar keine Rücksicht auf den Verlauf von Gängen (Taf. III. Fig. 7).

Von diesen vereinzelten Fällen abgesehen, besteht zwischen der rechten und der linken Talseite ein grundlegender Unterschied. Die rechtsseitigen Bäche folgen den Gängen, die der linken Seite kreuzen sie. —

Die Untersuchung des Böllenbachtales ergibt noch einen andern bemerkenswerten Befund. Das Gestein, Granitporphyr sowohl als Mischgneis, ist in der Richtung NW, also in der Talrichtung, vielfach sehr stark zerklüftet, zerbrochen, verrüttet und von grusiger Konsistenz. Derartige Veränderungen finden sich an der Nordseite des ganzen unteren Tales und sind in einigem Abstande vom Bache nicht mehr zu finden. Es scheint, daß eine linienförmige Störungszone dem Gange und also auch dem Tale entlang verläuft. Ähnliche Erscheinungen finden sich an den oben genannten Kasteler Gängen, wenn auch nicht in dem Grade, wie im Böllenbachtale. Starke Klüftungen sind sehr häufig, Gesteinszerrüttungen aber nur vereinzelt nachweisbar (Gang bei Schindeln). Untersucht man die nach Richtung und Dichte abweichenden Täler südlich des Kasteler Ganggebietes, so findet man gelegentlich Gesteinszerstörungen (Rändelbach bei Niederhepschingen), jedoch viel seltener. Daß aber die Gegend nicht frei von Störungen ist, beweisen ausgesprochene Klüftungen, die den Gängen und Verrüttungszonen teilweise parallel gehen, teilweise aber anderes Streichen aufweisen. Es zeigt sich nun, daß die Bäche ihre Täler nicht dem Gefälle entsprechend auf kürzestem Wege einschneiden, sondern den jeweils herrschenden Klüften folgen und Umwege machen. Wo sie NW gerichtete Klüfte benützen, gehen sie den an die Gänge gebundenen Tälern parallel. Dadurch, daß sie auch anders streichenden Klüften folgen, entsteht ihr merkwürdiger Zickzackverlauf, der sie in einen gewissen Gegensatz zu der nördlichen Kasteler Talgruppe bringt.

Man könnte einwenden, daß die Klüfte sekundär, nach Ausbildung der Täler durch den Druck des Gehänges entstanden wären. Dann wäre der anormale Verlauf primär und sehr schwer zu deuten. Ferner treten immer mehrere Kluftsysteme auf. Wenn das herrschende auf Gehängedruck zurückgeführt wird, müßten die Klüfte doppelter Entstehung sein. Es ist auch nicht einzusehen, warum der Gehängedruck bei gleicher Böschung im gleichen Gestein einmal Klüfte, das anderemal Verrüttungszonen hervorbringen sollte. Die Klüfte beschränken sich vor allem nicht auf das Gehänge, sondern sind auch im unzerschnittenen Gelände nachweisbar. Endlich fallen ihre Richtungen mit den bekannten immer wiederkehrenden tektonischen Leitlinien zusammen. Diese Merkmale berechtigen zu der Annahme, daß die längs Bachläufen auftretenden

Klüfte primär sind und den im ganzen Talgebiete verbreiteten tektonischen Störungssystemen angehören.

Die Klüfte sind also wie die Verrüttungszonen tektonische Strukturlinien und haben eine ähnliche Bedeutung für den Verlauf der Bäche wie die Granitporphyrgänge.

Untersuchen wir nun wieder die Täler links der Wiese. Im ostwestlich gerichteten Künabachtale treten vorwiegend nordsüdliche Klüftungen auf, daneben die anderen Systeme, und gelegentlich eine Verrüttungszone. Im ganzen läßt sich ein Parallelismus zwischen Laufrichtung und vorherrschender Kluftrichtung durchaus nicht nachweisen. Nur für die Nebentäler besteht eine Parallelität mit den Klüften. Das gleiche gilt für das Angenbachtal, in dessen unterem Teile die N—S-Störungen gleichfalls sehr häufig sind. Daneben tritt undeutlich die W—O-Richtung in die Erscheinung. Das Tal weist, abgesehen von einer kurzen Strecke unterhalb Rohmatt, keine Parallelität zu den Klüften auf. Im ganzen sind die Beziehungen zu den Störungslinien und Klüften ebensowenig ausgeprägt, wie zu den Gängen, so daß die ganze linke Talseite der NS gerichteten Wiesestrecke eine viel größere Unabhängigkeit von der tektonischen Struktur hat als die rechte Talseite.

Im Haupttale ist die Abhängigkeit von Klüften sehr ausgesprochen. Die ganze NS-Strecke mit ihren einzelnen Krümmungen wird von jeweils gleichgerichteten Klüften begleitet. Besonders klar ist dieses Verhalten bei der Schleife beim Burstelriegel ausgeprägt, wo die Kluftsysteme sich ebenso rasch ablösen, als die Wiese ihren Lauf ändert, so daß die ganze Schleife auf jeder Einzelstrecke von Kluftflächen begleitet ist (Taf. III Fig. 8).

Während die Gänge und Verrüttungszonen tektonische Linien von größerer Längenausdehnung sind, wechseln die Kluftrichtungen meist schnell. Jene sind daher für die Anlage ganzer Täler oder größerer Verlaufsstrecken von Bedeutung, diese modifizieren den Lauf im einzelnen.

d. Tektonik und Talbildung

Die Beziehungen zwischen tektonischen Linien und der Talbildung sind nur verständlich, wenn man auf den allerersten Anfang des Entwicklungsprozesses zurückgeht und sich vorstellt, wie die Täler entstanden sind. Zunächst einige Voraussetzungen:

Vorbedingung für die Talanlage ist eine geneigte Fläche. Für die Zuflüsse der Wiese wurde eine solche gegeben durch die Böschungen des Hauptlaufes. Die Anlage eines Erosionstales erfolgt durch das erste die Böschung hinablaufende Niederschlagswasser, das seiner Schwere folgend, das Bestreben

hat, auf kürzestem Wege sein Ziel, den Hauptbach, zu erreichen. Damit ist die Talanlage abgeschlossen. Jeder folgende Niederschlag wird in die gleiche Bahn gezwungen und seine lebendige Kraft bewirkt die Talausbildung, die ihren Anfang von der Stelle größter Strömungsgeschwindigkeit aus nimmt und vom Unterlaufe des Rinnsals aus das Tal rückschreitend vertieft.

Es ist wichtig, die beiden völlig getrennten Vorgänge der einmaligen Talanlage und der dauernden Talausbildung zu unterscheiden.

Die verschiedenen Möglichkeiten von Anlage und Ausbildung von Tälern in Verbindung mit tektonischen Linien sollen jetzt einzeln betrachtet werden (Tafel III).

1. Auf einer gleichmäßigen, homogenen und ungestörten Böschung muß ein Tal rechtwinklig zu den Isohypsen angelegt werden, in der Weise, wie es Fig. 1 zeigt. Es ist der Typus des reinen, nur vom Gefälle abhängigen Erosionstales.

2. Läuft ein Gang der Gefällslinie der Böschung gleich gerichtet, so ist er auf Anlage und Ausbildung eines dort entstehenden Tales ohne Einwirkung (Fig. 2a). Eine gleichgerichtete Verrüttungszone beeinflußt die Anlage ebensowenig; weil aber das Wasser in dem leichter zerstörbaren Gesteine schneller erodiert, so wird die Talausbildung beschleunigt (Fig. 2b). Klüfte wirken in derselben Weise.

3. Trifft das herabfließende Wasser auf einen Gang, so wird es aus seiner geradlinigen Bahn nach dem tieferen Teile des Ganges hin abgelenkt und fließt oberhalb vom Gange solange weiter, bis dieser absetzt, durchbrochen werden kann oder den Haupttalboden erreicht (Fig. 3a).

Auf die Ausbildung des Tales ist der Gang ohne Einfluß, höchstens insofern, als infolge des verlängerten Weges das Gefälle vermindert und dadurch die Erosionskraft herabgesetzt wird. Entsprechende Verrüttungszonen oder Klüfte (Fig. 3b) wirken in derselben Weise ablenkend, außerdem beschleunigen sie die Talausbildung und zwar um so mehr, je größer das Gefälle der Zone oder der Kluft ist oder je mehr sich die tektonische Linie der Gefällslinie nähert. Folglich stehen Ablenkung und Erosionsbeschleunigung in einem antagonistischen Verhältnis. Je größer die eine, desto kleiner die andere. Fig. 2b stellt den einen Grenzfall dar (Maximum der Erosionsbeschleunigung, Minimum der Ablenkung), Fig. 4b den anderen.

4. Ein Gang liegt quer zur Richtung der Talanlage, ohne die Böschung zu überragen. In diesem Falle wird das Wasser auf kürzestem Wege den Gang überschreiten und ein regelrechtes Erosionstal anlegen, das aber an der Kreuzungsstelle mit dem Gange eine Verzögerung seiner Ausbildung erfährt und eine Stufe bildet (Fig. 4a). Ragt der Gang primär über die Böschung empor, so tritt der Fall 3a ein, weil in der Natur immer eine, wenn auch

noch so leise Neigung des Hanges nach der einen oder anderen Seite vorhanden sein wird. Wenn man daher einen Gang ein Tal durchqueren sieht, darf man mit ziemlicher Sicherheit schließen, daß der Gang die ursprüngliche Böschung nicht überragt hat. Liegt eine Verrüttungszone oder eine Kluft quer zur Richtung der Anlage, so wird das abfließende Wasser abgelenkt werden, denn auch hier wird immer eine leise Neigung nach einer Seite vorhanden sein (Fig. 4b).

5. Trifft herablaufendes Wasser einen Gang in der Weise, wie es Fig. 5 andeutet (sei es, daß ein auskeilender oder absetzender Gang an seinem Ende berührt wird, oder sei es, daß er auf einer Lücke durchbrochen wird), so sollte man annehmen, daß der Lauf seine ursprüngliche Richtung beibehält und daß ein regelrechtes Erosionstal ausgebildet wird. Ist das aber nicht der Fall, sondern folgt das Wasser dem Streichen unterhalb des Ganges, so ist dieser Lauf nur verständlich, wenn sich neben dem Gange eine Störungszone befindet, die dem Wasser den Abfluß erleichtert. Es würde hier also der Modus 3b in etwas verkappter Form vorliegen.

Der Einfluß der tektonischen Linien erstreckt sich also nach zwei Richtungen hin, einmal auf die Talanlage, wodurch die Verlaufsrichtung bestimmt wird, dann auf die Talausbildung, indem das Tempo der Erosion angegeben wird, wobei Gänge ohne Einfluß sind oder verzögernd, Verrüttungszonen und Klüfte immer beschleunigend wirken.

Die besprochenen Möglichkeiten können der Reihe nach übersichtlich zu einem Schema zusammengestellt werden, dem die Figuren der beigegebenen Tafel III entsprechen.

Böschung homogen	Reine Erosion 1.			
Böschung tektonisch differenziert	Tektonische Linie zur Gefällslinie	Anlage		Ausbildung	
		Gang	Verrüttungszone und Kluft	Gang	Verrüttungszone und Kluft
	gleichgerichtet verlaufend	ohne Einfluß 2a	ohne Einfluß 2b	ohne Einfluß 2a	beschleunigend (maximal) 2b
	schief verlaufend	ablenkend 3a	ablenkend 3b	ohne Einfluß 3a	beschleunigend 3b
	rechtwinklig verlaufend	ohne Einfluß 4a	ablenkend 4b	lokal verzögernd 4a	beschleunigend (minimal) 4b

Für die soeben entwickelten Typen von tektonischen Tälern war eine gleichmäßige Abdachung vorausgesetzt worden, um den Talentwicklungsprozeß

in experimenteller Reinheit verfolgen zu können. In der Natur sind die Verhältnisse natürlich komplizierter, weil außer der Gefällslinie und den tektonischen Störungen auch andere Faktoren beeinflussend wirken. Die Gleichmäßigkeit der Abdachung kann unterbrochen sein durch verschiedene Härte des Gesteins, durch Unterschiede in der Verwitterung, der Bodenbedeckung, der Vegetation, durch Reste früherer Talbildungen usw. Wenn trotzdem im Talgebiete der Wiese so viele Beispiele in einer an das Schema grenzenden Reinheit angeführt werden können, so beweist das zwar die Überwertigkeit des tektonischen Einflusses über andere, schließt aber nicht aus, daß auch Ausnahmen der entwickelten gesetzmäßigen Beziehungen vorkommen, die nur von Fall zu Fall aus der lokalen Konfiguration abgeleitet werden können.

Die Untersuchungen der Talanlage hat schließlich noch zwei Möglichkeiten in Erwägung zu ziehen.

6. Die Talanlage kann älter sein als die tektonischen Störungen. Das kann nur für Verrüttungszonen und Klüfte gelten; denn die Granitporphyr- und Quarzporphyrgänge müssen unter allen Umständen präexistierend sein. Dann haben die Störungen ein bereits konsolidiertes Tal betroffen und werden es wesentlich nicht haben beeinflussen können.

7. Die andere Möglichkeit ist die, daß das Tal epigenetisch ist, daß es in einer das Gebirge bedeckenden Sedimentlage ausgebildet worden ist und nach deren Abtragung als fertiges Tal von den präexistierenden Störungen des Grundgebirges nicht wesentlich beeinflußt zu werden brauchte.

An solche Möglichkeiten muß gedacht werden, wenn keinerlei Beziehungen zwischen Anlage und Tektonik bestehen.

Alle angeführten Möglichkeiten können kombiniert auftreten, indem mit dem Gange gleichgerichtete Verrüttungszonen und Klüfte sich vergesellschaften. Jede Komponente wirkt dann neben der anderen in derselben Weise, wie sie es für sich allein tun würde.

8. Gerät die Anlage eines Tales unter den Einfluß mehrerer sich kreuzender tektonischen Linien, so entstehen neue Modalitäten, die, obgleich kompliziert, sich immer auf die besprochenen Grundfälle zurückführen lassen. —

Größere Täler reiner Erosion (Fig. 1) sind in einem tektonisch stark struiertem Gebiete nicht zu erwarten. Vielleicht sind einige runsenartige Tälchen in einem relativ weniger gestörten Teile des Gebietes so beschaffen, etwa die Tälchen links der Wiese bei Silbersau nördlich Mambach.

Ob der Fall 2a, Gang mit dem Tale streichend, in dieser reinen Form im Wiesentalgebiete vorkommt, ist nicht mit Sicherheit zu sagen, die Kombination mit einer gleichgerichteten Verrüttungszone 2a + 2b ist jedenfalls viel häufiger (Böllenbach).

Fall 2b kann für sich allein viel eher vorkommen. Hierher gehören die parallel laufenden N—S gerichteten Nebentäler des Künabachtales. Das sehr vorgeschrittene Erosionsstadium einiger dieser Täler darf aber nicht allein auf die Unterstützung durch die Tektonik zurückgeführt werden, sondern wird zum Teil durch verstärkte Erosion des Unterlaufes bedingt, die mit der Laufverlegung der Wiese im Zusammenhang steht (vgl. Abschnitt: Laufveränderungen).

Für 3a gilt dasselbe wie für 2a. Das isolierte Vorkommen ist schwer nachweisbar. Die Kombination 3a + 3b ist durch die Kasteler Bäche vertreten, 3b allein durch den Rändelbach bei Niederhepschingen. 4a ist herrschend im unteren Künabach- und Angenbachtale, 4b ist in sehr deutlicher Weise durch die N—S-gerichtete Strecke des Angenbachtales vertreten (unterhalb Rohmatt) [1].

Kombinationen von 4a und 4b konnten nicht nachgewiesen werden.

Die Fig. 5 ist aus der Konfiguration am Schliffbache (östlich Schönau) abgeleitet worden.

Der Parallelismus zwischen Gang und Tal in Fig. 3a und 5 ist ganz verschieden aufzufassen, in 3a ist die Ablenkung aufgezwungen und hinderlich, in 5 günstig und gewissermaßen freiwillig gewählt.

Der Fall 6 kommt im Künabachtal mehrere Male vor. Das von Terrassen begleitete, also ältere Haupttal kreuzt gegen die Regel eine Verrüttungszone, während die terrassenlosen, also jüngeren Nebentäler auf dieser Zone (nach Fall 2b) angelegt sind. Daß die Störung jünger als die Anlage des Haupttales ist, kann zwar nicht bewiesen werden, ist aber wahrscheinlich, weil die Verrüttungszonen mit wachsender Entfernung von den tektonischen Becken ausklingen, die jünger sind als die untere Terrasse. Ganz besonders deutlich ist hier der Einfluß auf die Talausbildung, in der die jungen Nebenbäche fortgeschrittener sind, als das ältere Haupttal.

Fall 7. Über den epigenetischen Charakter des Schattrainbaches im Angenbachtalgebiete kann kaum ein Zweifel bestehen.

Fig. 8 soll die lokale Einwirkung verschieden gerichteter Klüfte auf den Talverlauf an einem typischen Beispiel veranschaulichen, an der schon öfter erwähnten Schleife der Wiese am Burstelriegel. Hier ist das Gestein von drei Kluftsystemen (W—O, NNW und NO) durchsetzt. Statt von a dem Gefälle nach direkt nach d zu fließen, nimmt der Bach den Umweg über b und c, jeweils eine Kluft eines der drei Systeme benutzend. Jede Einzelstrecke der Schleife entspricht dem Modus 3b.

[1] Daß 4a isoliert nachweisbar ist gegenüber 2a und 3a, ist von großer Wichtigkeit, weil dadurch bewiesen wird, daß die Granitporphyrgänge lokal sekundäre Störungen erfahren haben, von denen andere Partien unberührt geblieben sind. Das erklärt z. T. die größere Unabhängigkeit der linken Talseite von der Tektonik.

Wenn Verrüttungszonen von geringer Ausdehnung von einem Bache nur streckenweise benützt werden, so kommt es bisweilen zur Ausbildung nicht minder eigentümlicher Formen, als das Wieseknie am Burstelriegel ist. Die Ausbildung einzelner Talstrecken geht dann verschieden rasch vor sich, so daß dadurch geradezu groteske Talbilder entstehen können, wie der Verlauf der Brunnenstubquelle (nw. Mambach) zeigt. Dem runsenartigen Unterlaufe folgt innerhalb einer N—S gerichteten Störungslinie ein großes Quellbecken, das in keinem Verhältnis zu dem unbedeutenden Bache steht. Das unruhige Talbild der meisten Bäche rechts der Wiese ist zum Teil auf eine solche Ungleichheit der Erosion innerhalb desselben Tales zurückzuführen infolge lokaler Benutzung von Verrüttungszonen oder von besonders ausgeprägten Klüften.

Ganz besonders interessant und wichtig ist der Fall, wenn der oberste Abschnitt des Laufes eine solche Begünstigung der Erosion erfährt, weil dann dort die Wasserscheide rascher tiefer gelegt wird, als es bei normalen Oberläufen unter sonst gleichen Bedingungen der Fall ist.

Damit wird ein neuer formenschaffender Faktor den gestaltenden Kräften beigesellt, der vielleicht an der reichen Gliederung der alten Rumpffläche einen nicht unbedeutenden Anteil hat. Einige Profile (Tafel III. Fig. 6) sollen Phasen der Wasserscheidenentwicklung darstellen und die Begünstigung tektonischer Täler gegenüber solchen in wenig gestörtem Gelände veranschaulichen [1].

e. Taldichte

Während das System der NW—SO streichenden Gänge verhältnismäßig scharf begrenzt ist, durchdringen sich die beiden anderen Systeme in einer breiten, beiden gemeinsamen besonders stark struierten Grenzzone in der Gegend von Zell und Atzenbach, deren tektonischer Charakter schon in den beiden beckenförmigen Talerweiterungen seinen Ausdruck findet. In einem solchen Gebiet, wo der Reichtum an Störungslinien die Erosionsarbeit erleichtert, ist vielen Bächen Gelegenheit gegeben, Täler auszutiefen, die sonst nur unbedeutende Rinnsale ausbilden könnten. Daher kann ein dichteres Talnetz entwickelt werden, als in einer anderen, weniger gestörten Gegend, ohne daß die Niederschläge und die Menge des abfließenden Wassers größer zu sein brauchten. Die verhältnismäßige Dichte der tektonischen Talgruppe bei Zell und Atzenbach kann ungezwungen auf solche günstigen Bedingungen zurückgeführt werden.

[1] a, b, c und d stellen aufeinanderfolgende Phasen der Wasserscheidenentwicklung dar. Die Einschartung des Kammes nimmt an Tiefe zu, während Paßhöhe und Steilheit der Zugänge abnehmen und der Quellabstand immer geringer wird, bis endlich die Bäche einem gemeinsamen Quellmoore entspringen. Die vorgerückten Phasen c und d betreffen Täler auf Störungszonen. Bei d sind zwei Pässe ausgebildet worden, weil das Lehbächle mit zwei Armen in das Gebiet des Haldmattbaches übergreift.

Bei Kastel, wiederum im Gebiete tektonischer Becken, scharen sich die Störungen des NW—SO-Systems. Hier entsprechen die Voraussetzungen für die Talbildung denen im südlichen Taldichtezentrum. Daher auch hier ein größerer Talreichtum.

Diesen beiden Maximis der Taldichte nahe den tektonischen Becken steht die dazwischenliegende beckenfreie, weniger zerschnittene Wiesentalstrecke gegenüber. In diesem Gebiete ist die linke Talseite tektonisch bevorzugt, denn bei gleichem Anteil des N—S- und des W—O-Systems ist die NW—SO-Struktur in Form von Gängen auf der linken Talseite überwiegend verbreitet. Weil aber die Gänge hier nicht so starke Störungen erfahren haben, wie in der Nähe der Becken, kommen sie für die Talausbildung und die Taldichte nicht fördernd in Betracht.

Zum Schlusse sei nochmals bemerkt, daß die meisten der tektonischen Täler wegen ihres Mangels an alten Talbodenresten als jünger anzusehen sind, während gerade die beiden Haupttäler der talarmen linken Wiesenseite Äquivalente der Terrassen des Haupttales besitzen. Zu dem Zeitpunkte, als ein Akt neuer Talbildung die jüngsten tektonischen Täler anlegte, waren die Täler des Küna- und Angenbaches bereits vorhanden und konnten höchstens lokal von der neuen Tektonik beeinflußt werden, ein weiterer Grund für die Unabhängigkeit der linken Talseite von der Struktur. Dabei ist es gleichgültig, ob die Störungen damals neu entstanden oder ob sie schon vorgebildet waren, jetzt aber erst wirksam wurden.

Ergebnis

1. Das Wiesentalsystem zeigt bedeutende Abweichungen von einem normalen, nur durch Abdachung und Erosion bedingten Talnetze.
2. Die Abweichungen erstrecken sich auf Richtung, Entwicklungsgrad und Dichte der Täler.
3. Anomalien der Richtung können entstehen, wenn tektonische Linien die Talanlage beeinflussen.
4. Verrüttungszonen und Klüfte des Gesteines erleichtern die Erosion. Täler, die auf solchen Linien angelegt sind, erreichen schneller das Reifestadium als andere Täler.
5. Den großen Struktursystemen des Talgebietes entsprechen Gruppen abweichender Talbildungen, den Maximis tektonischer Störungen Bezirke größter Taldichte.
6. Die tektonisch angelegten Täler sind größtenteils jüngeren Alters, während die tektonisch weniger beeinflußten Täler zu den ältesten Bildungen des Talsystems gehören.

7. Weil das Gebirge links der Wiese weniger Bewegungen erfahren hat und seine Täler von den jüngeren Störungen in geringerem Maße beeinflußt worden sind, weist die linke Talseite eine viel größere Unabhängigkeit von der tektonischen Struktur auf als die rechte.

8. Die feinere Talskulptur

In den vorhergehenden Abschnitten waren die großen Züge des Talbildes beschrieben und untersucht worden. Es hatte sich dabei ergeben, daß die landschaftlichen Eigentümlichkeiten, die das Tal vor anderen voraus hat, unmittelbar oder mittelbar auf die tektonischen Schicksale seines Gebietes zurückzuführen sind. Die Bewegungen wirkten in doppelter Weise ein, einmal, indem sie neue Formen schufen, wie die beckenförmigen Talerweiterungen, dann aber auch, indem sie dem Gebirge eine Struktur verliehen. Sie haben den Boden verändert, indem sie ihn mit Klüften, Zonen zerbrochenen, von Spalten durchzogenen Gesteins, Verrüttungszonen, Lettenbestegen und ähnlichen Linien geringeren Widerstandes durchsetzten. Andererseits haben manche Gesteine, nachdem sie durch die Gebirgsbildung zerbrochen worden waren, durch Infiltration mit Quarz eine festere Konsistenz und größere Widerstandsfähigkeit erhalten, als sie zuvor besassen (Mylonitischer Gneis und einige Porphyrtuffe im Carbon). Diese Veränderungen sind dem Gebirge ein für allemal aufgeprägt. Welche Schicksale das Talgebiet auch immer erfahren wird, immer wird diese Gebirgsstruktur den Ablauf der gestaltenden Prozesse modifizieren.

Heute verändert sich das Landschaftsbild unter dem Einflusse der klimatisch bedingten Kräfte der Verwitterung, Abtragung und Erosion. Die Beziehungen zwischen Tektonik und Erosion waren im letzten Abschnitte behandelt worden. Übrig bleibt, inwiefern die Struktur die Verwitterung und Abtragung beeinflußt und welche Formen der feineren Talskulptur dadurch hervorgebracht werden.

Eine steile, durchklüftete Felspartie verwittert in der Weise, daß immer neue Kluftflächen entblößt werden und der Schutt sich in Halden aufhäuft.

Die Intensität dieser denudierenden Verwitterung nimmt zu mit dem Grade der Ausbildung, der Dichte und der Steilheit der Klüfte. Ist der verwitternde Fels nicht so steil oder wird die Neigung durch Schutthaldenbildung allmählich so gering, daß der Schutt nicht abgleiten kann, so häufen sich die Verwitterungsprodukte an Ort und Stelle an und unter Vegetationsbedeckung leitet sich ein akkumulierender, tief reichender Verwitterungsprozeß ein. Die Denudation ist der Ausgangspunkt eines Prozesses, dessen Ziel die akkumulierende Verwitterung ist. Entsprechend der ungleichen Verteilung von Klüften und steilen Böschungen im Talgebiet verläuft dieser Prozeß örtlich verschieden schnell und führt infolgedessen zu verschiedenartigen Landschaftsbildern.

Steile Hänge und intensive Zerklüftung sind vorwiegend an die Örtlichkeiten gebunden, wo die stärksten tektonischen Bewegungen stattgefunden haben, an die beckenförmigen Talerweiterungen. Hier überwiegt deshalb die denudierende Zerstörung. Die beckenfreien Talstrecken dagegen haben eine geringere Zerklüftung erfahren und ihre Böschungen sind, weil durch die Erosion bedingt, nicht so steil, daß sie keine Vegetationsdecke tragen könnten. Hier herrscht also die akkumulierende Zerstörung vor. Eine Durchwanderung des Tales zeigt diese Verteilung auf das deutlichste. Den zerrissenen, fluhen- und schutthaldenreichen, nur wenig von Runsen durchfurchten Felslandschaften von Todtnau, Utzenfeld und Schönau stehen die sanfter geböschten, durchweg bewachsenen, runsenreichen Gehänge der beckenfreien Talstrecke von Burstel bis Mambach gegenüber.

Der doppelte Gang der Verwitterung ist von Bedeutung für die Besiedelung gewesen. In den Becken liegen Dörfer und Kulturland im Tale (Geschwend, Praeg), die steilen Hänge sind steril oder bewaldet und unbesiedelt; in der beckenfreien Talstrecke aber veranlaßt der tief verwitterte kultivierbare Boden die Ansiedelung auf den Talhängen oder auf den Hochflächen (Oberhepschingen, Pfaffenberg). Das Kastler Becken macht eine Ausnahme, indem seine sanften Böschungen den zuletzt genannten Siedlungstypus ermöglichten.

Während die akkumulierende Verwitterung, wenn sie einmal Boden gefaßt hat, überall gleichmäßig verläuft, gibt es zahlreiche Abstufungen im Grade der Denudation, je nach Einfallswinkel und Dichte der Klüfte. Fallen diese sehr steil ein, so gleitet der Schutt sofort ab und die denudierten Kluftflächen ragen als Fluhen empor (Todtnau, Utzenfeld). Bei geringerer Neigung bleibt der Schutt teilweise liegen, so daß nur ein Teil der entblößten Kluftfläche sichtbar wird, unterhalb dessen ein schmaler Schuttstreifen das Gehänge bedeckt, Dieser Grad der Verwitterung ist weit verbreitet und tritt auch lokal in Regionen akkumulierender Zerstörung auf.

In der Carbonmulde tritt zu der Zerklüftung noch die Sedimentstruktur als günstiger Faktor für die Verwitterung hinzu. Denn die steilgestellten Schichtfugen wirken wie Klüfte. Im Becken von Geschwend-Dürrenacker, wo mit steilem Fall Klüftung und Schichtung W—O streichen, ist die Verwitterung infolgedessen sehr stark. Am Nordrande des Beckens erleichtert außerdem die geringe Härte des dort anstehenden Schiefers und die Südlage des steilen Hanges die Zerstörung, so daß Schutthalden von erstaunlicher Ausdehnung sich angehäuft haben. Am Westrande des Schönauer Beckens kreuzen sich Klüfte (NNO) mit den Schichtflächen (NW), und die Verwitterung arbeitet nach zwei Richtungen. Daher entstehen dort ausgedehnte, dem Gehänge parallele Fluhen nur vereinzelt, vielmehr werden einzelne Felsklötze herausgearbeitet, die ursprünglich von schroffen, ebenen Flächen begrenzt sind, dann aber durch die Verwitterung ihrer Oberfläche das Ansehen kleiner Kuppen erhalten. Zwischen

ihnen sammelt sich loser Schutt an, der das Wasser versickern läßt und allmählich von einer dürftigen Decke von Gras und Farnen bedeckt wird. Die einzelnen Stadien dieses Vorganges treten nebeneinander auf und bedingen das eigenartige, abwechslungsreiche Bild dieser Landschaft, die ein wenig an die Almenregionen der Hochgebirge erinnert.

Wo entblößtes Gestein zutage liegt, wird es unter allen Umständen zerstört und gibt zur Anhäufung von kantigen Blöcken verschiedener Größe, von Schuttstreifen und Schutthalden Veranlassung. Wenn die Verwitterung allein durch klimatische Faktoren bedingt wäre, so müßte in Gebieten gleichen Gesteins ein Unterschied im Maße der Zerstörung, je nach der Lage zur Sonnenbestrahlung festzustellen sein. Das ist aber durchaus nicht der Fall.

Größere Schuttmengen können plötzlich abgelöst und als Schuttströme nach dem Talboden zu bewegt werden. Sie sind nachweisbar als flachgeböschte, rechtwinklig zur Talrichtung streichende Schuttwälle, deren vorderes Ende breit und zungenförmig ist. Wenn der Schutt der benachbarten Gehängepartien liegen geblieben und bewachsen ist, kann man deutlich einen der Abrißnische der Bergstürze vergleichbaren Defekt erkennen (Gurgeltal bei Schönau). In einigen kleinen Tälern erreicht der Schuttstrom das gegenüberliegende Gehänge und zieht als Riegel quer durch das Tal, so daß der Bach zu einem Teiche aufgestaut werden muß. Es handelt sich dabei um kleine Wasserläufe, die wenig Wasser führen und denen es daher nicht gelingt, das Becken bis zur Höhe des niedrigsten Punktes des Schuttwalles aufzufüllen und einen Abfluß zu schaffen, weil die Verdunstung schon bei einem niedrigeren Spiegel soviel Wasser entzieht, als zufließt, und wohl auch ein Teil des Wassers in dem lockeren Schutt versickert. Die Teiche sind daher abflußlos. Gewöhnlich sind mehrere kettenförmig aneinandergereiht, entsprechend einer gleichen Anzahl von Schuttströmen. Sie haben keinen langen Bestand, sondern verlanden durch Wiesenmoorbildung oder werden durch neue Schuttbewegungen vernichtet. Dieser Vorgang ist in allen Einzelstadien sehr deutlich verfolgbar in der eigenartigen Kette der Praeger Teiche und in dem oberen Abschnitt des Gurgeltälchens bei Schönau, wo die meisten Teiche schon verlandet sind. Unter Umständen kann die ganze Talsohle mit Schutt bedeckt werden, indem die geringe Niederschlagsmenge völlig versickert. Es entsteht dann ein Trockentälchen mit unregelmäßiger Sohle (z. B. bei Dürrenacker).

Ergebnis

1. Die Struktur des Gebirges modifiziert den Ablauf der zerstörenden Kräfte.
2. Ungleichheiten der Gebirgsstruktur haben die Ausbildung landschaftlicher Unterschiede des Talbildes veranlaßt und einige dem Tale eigentümliche Formen der feineren Talskulptur hervorgebracht.

9. Die Talgeschichte

Die Geschichte des Wiesentales beginnt mit dem Zeitpunkte, in dem der heutige Schwarzwald aus seiner mesozoischen Meeresbedeckung auftauchte und durch die Abtragung des neu entstandenen Festlandes eine Talbildung eingeleitet wurde, die sich seitdem ununterbrochen bis auf den heutigen Tag fortgesetzt hat. Zunächst erodierte der Fluß im Sedimentmantel des Schwarzwaldes, bis er nach dessen völliger Abtragung die alte permotriadische Abtragungsebene vorfand. Mit deren Struktur mußte er sich beim weiteren Einschneiden ebenso abfinden, wie mit den tektonischen Ereignissen, die fernerhin sein Entwässerungsgebiet betrafen. Die Struktur des Grundgebirges, die Talanlage im auftauchenden Festland und die tektonischen Bewegungen, die seither stattgefunden haben, sind also die wesentlichsten Grundlagen der Talgeschichte, die infolgedessen in drei Abschnitte zerfällt:

1. Die Vorgeschichte, die geologischen Ereignisse von der Auffaltung des alten carbonischen Gebirges bis zum Rückzug des mesozoischen Meeres umfassend.

2. Die Zeit vom Beginn der Talanlage bis zur völligen Abtragung der Sedimentdecke.

3. Die Zeit vom Beginn der Erosion im Grundgebirge bis heute.

Damit sind die Richtlinien für den Versuch einer Talgeschichte gegeben, bei dem in erster Linie die tektonischen Bewegungen zeitlich — wenigstens relativ — zu fixieren sind. Dann müssen nach Aussonderung der vorgeschichtlichen Störungen, die in den vorangehenden Abschnitten gewonnenen Resultate an das erhaltene Skelet von Zeitpunkten angeknüpft werden.

Die älteste nachweisbare Gebirgsbildung hat sich offenbar mit der Faltung der carbonischen Ablagerungen vollzogen, wovon die steil in die kristallinischen Gesteine eingefaltete Carbonmulde zeugt (1)[1]. Sie streicht im allgemeinen W—O, hat aber im einzelnen mannigfaltige Abweichungen. Im Wiesentalgebiete sind folgende Grenzrichtungen zu beobachten: W—O links der Wiese, NO—SW (55°) zwischen Schönenberg und Aitern, ± NW—SO (im Mittel 320°) am südlichen Rande westlich der Wiese. Der zuletzt genannten Grenzstrecke ziehen mehrere der Granitporphyrgänge entlang, ohne selbst in das Carbon einzudringen. Ihr Alter ist unsicher, wahrscheinlich aber sind sie nicht jünger als die Carbonmulde. Das Granitgebiet und die Carbonmulde werden von einer Anzahl N—S streichender Quarzporphyrgänge durchsetzt (Helblingsmatt, Schönau, Praeg) (2).

---

[1] Die eingeklammerten Ziffern bezeichnen die nachweisbaren Phasen größerer tektonischer Bewegungen. Vgl. die Zeittafel am Schlusse des Abschnittes.

Diese Gänge sind jünger als die Mulde und gehören ins Obercarbon oder Perm, weil in diesem Gebiete mesozoische Eruptiva nirgends vorkommen. Da die Mulde nach Ablagerung des Culms und vor Ausbildung der Quarzporphyrgänge eingefaltet ist, so ist sie obercarbonischen Alters und fällt in die mitteleuropäische variskische Gebirgsfaltung. Die im Talgebiete so wichtigen, immer wiederkehrenden Struktursysteme sind also schon vor Eintritt der mesozoischen Meeresbildung angelegt worden.

Der südliche Steilabfall des Schwarzwaldes ist hervorgerufen worden durch die große Verwerfung, die von Kandern nach Wehr zieht und nach den Befunden im Vorlande alttertiären Alters ist (3). Die N—S-Stufe der Südostabdachung, die mit dem Tale zusammenfällt, ist älter als die höchsten verfolgbaren Talbodenreste, denn die Terrassen liegen zu beiden Seiten der Wiese in gleicher Höhe. N—S gerichtete Spalten sind im Gebiete des Dinkelberges und im Baseler Tafeljura in großer Zahl bekannt. In diesen dem Schwarzwalde vorgelagerten Platten ist zum Teil deutlich eine oligocäne, sicher vormiocäne Entstehung der Verwerfungen und Gräben bewiesen, da im Baseler Jura die miocäne Nagelfluh über die Gräben übergreift. Sehr wahrscheinlich ist das ganze System der annähernd N—S gerichteten Sprünge auf den Rheintalgraben zurückzuführen und hätte also mit diesem ein annähernd gleiches Alter, d. h. obereocän bis oberoligocän, gehört also derselben Bewegungsphase an wie die Verwerfung Kandern—Wehr (3).

Die Einbrüche der beckenförmigen Talerweiterungen haben die unausgeglichene, abgestufte Gefällskurve der heutigen Flußsohle, die verschieden große Intensität der Erosion, die klammartigen Durchbruchsstellen der Riegel und die Saigerung der Sedimente hervorgerufen. Die älteren Talböden haben dagegen ein viel gleichmäßigeres Gefäll, das mit Becken von der Tiefe der heutigen Talerweiterungen unvereinbar ist. Auch sind die Terrassen der älteren Phasen gerade in den Becken gestört und lückenhaft. Daraus ist zu folgern, daß die Becken nach Ausbildung der alten Talböden eingesunken sind. Aus der Lage der Moränen mußten wir schließen, daß während der Vergletscherung die Becken noch von den Seen erfüllt waren. Da nun ein See im Gebirge meist ein vorübergehendes Gebilde ist und infolge Auffüllung mit Flußabsätzen und Durchschneiden der Riegel bald erlischt, so ist anzunehmen, daß das Einsinken der Becken, welches die Seen entstehen ließ, der Vergletscherung zeitlich nicht weit vorausgeht und wahrscheinlich ins Pliocän fällt (4).

Die terrassenlosen, jüngeren Täler sind im Gegensatze zu den älteren Talböden von reinem Erosionscharakter auf tektonischen Störungslinien angelegt, zum Teil, wie die Talgruppe im Kasteler Gangbezirk lehrt, auf wieder aufgelebten alten Strukturlinien. Wenn diese neuen Störungen schon vor der

Anlage oder während der Wirksamkeit der alten Talböden erfolgt wären, so sollte man annehmen, daß sich schon damals eine Anzahl Nebentäler entwickelt hätten. Es gibt aber nur ein einziges, an eine Störungszone gebundenes Terrassental, das des Böllenbaches. Die jüngeren Täler sind ferner am meisten verbreitet in der Gegend der Einbruchsbecken (Kastel, Atzenbach, Zell, daher auch hier die Maxima der Taldichte). Es scheint also, daß sie mit der Beckenbildung in Zusammenhang stehen, also gleichfalls ins Pliocän gehören (4).

Die alten Talböden endigen an der Verwerfung bei Hausen—Raitbach hoch über der Talsohle. Das ist nur verständlich, wenn längs dieser Linie auch noch nach der Terrassenausbildung Bewegungen stattgefunden haben, die die Erosionsbasis der Wiese tiefer legten und den Fluß zu intensiverer Erosion veranlaßten. Diese Bewegung muß sich über lange Zeit erstreckt haben; denn das Tal hat von der obersten Terrasse an eine zunehmende Verjüngung erfahren, die aber nicht ganz stetig und gleichmäßig erfolgt ist. Die Ausbildung des unteren Talbodens setzt einen Stillstand oder wenigstens eine Verlangsamung voraus, sodaß der Fluß genug Zeit hatte, einen breiteren Talboden durch vorwiegende Seitenerosion auszuarbeiten. Während die vorher besprochenen tektonischen Vorgänge zeitlich mehr oder weniger begrenzt werden können, ist bei dieser Bewegung weder Beginn, noch Ende nachweisbar. Es hat den Anschein, als ob der südliche Schwarzwald seit den großen, alttertiären Veränderungen niemals ganz zur Ruhe gekommen sei, und daß sich in dem gestörten Gebiete beständig Bewegungen vollzogen haben, die ein tieferes Einschneiden des Flusses begünstigten, zeitenweise schwächer wurden (Ausbildung der Terrassen), dann aber im Pliocän noch einmal lebhaft aufflammten (Becken, junge Störungen). Im ganzen scheint der südliche Schwarzwald durch die chronischen Bewegungen eine relative Hebung erfahren zu haben, die vom älteren Tertiär an zu beobachten ist und mindestens bis zum Einbruch der Becken, also zum Pliocän, wirksam war, vielleicht noch länger.

Die Beobachtungen über die Breite der alten Talböden hatten ergeben, daß möglicherweise schon während der älteren Talphasen ähnliche Becken wie die heutigen bestanden und den Fluß örtlich zu bedeutenden Schotterablagerungen gezwungen haben. Der Nachweis älterer Becken ist in vorliegender Untersuchung nicht geführt worden; es sei aber trotzdem auf diese Möglichkeit hingewiesen, weil in den meisten Störungsbezirken mehrmals Bewegungen auf denselben Linien stattgefunden haben und die Beckengrenzen häufig im Gebiete alter tektonischer Linien liegen (Quarzporphyrgang bei Praeg, Carbongrenze bei Geschwend und Utzenfeld).

Es liegen im Talgebiete demnach zwei Phasen heftigerer Störungen vor (3 und 4), die durch eine lange dauernde Periode chronischer Bewegungen von wechselnder, immer aber geringer Intensität, verbunden sind.

Die alttertiären Veränderungen (3) haben durch Tieferlegung des Vorlandes und durch Ablenkung der Wiese in die N—S-Störungslinie die Grundlagen zu dem heutigen Talbilde gelegt, das von dieser Zeit an bis jetzt im ganzen immer denselben Anblick gewährt hat, die späteren Bewegungen (4), so einschneidend sie für die Talgeschichte auch waren, haben doch nur lokale Bedeutung gehabt und an dem Effekte der älteren nichts geändert.

Über die orographischen Verhältnisse v o r der Herstellung der neuen Konfiguration infolge der alttertiären Bewegungen wissen wir nichts. Infolgedessen findet der Versuch einer Talgeschichte hier eine Grenze. Die neue Gestaltung des Gebirges ist so grundlegend gewesen, daß es überhaupt fraglich erscheint, ob wir das zur oberen Jurazeit im Sedimentmantel angelegte Entwässerungsnetz mit dem Talsystem der Wiese in Zusammenhang bringen dürfen. Viel wichtiger für die Erklärung der Talformen ist die Frage, wielange der südliche Schwarzwald von Sedimenten bedeckt gewesen und ob unser Talgebiet noch in der Sedimentdecke oder schon im Grundgebirge angelegt ist. Denn es ist klar, daß in Gesteinen von so verschiedener Struktur die Talanlage ganz verschieden verläuft.

Die vom Schwarzwald abgewaschenen triadischen und jurassischen Sedimente bauen jetzt mit ihren Trümmern die Juranagelfluh des Aargauer und Baseler Tertiärs auf. Mächtige Sandsteinblöcke sind darin gefunden und nach ihrem Gesteinscharakter von G u t z w i l l e r auf den südlichen Schwarzwald zurückgeführt worden. Dort können sie nicht aus der tiefer eingesunkenen Scholle von Kandern—Schopfheim—Wehr, sondern nur von den jetzt entblößten Höhen herstammen. Auf der Westseite war der Rheintalgraben der Sammler des Schuttes, also bleibt im speziellen das Wiesegebiet als Ursprungsort dieser Sandsteinblöcke und -Trümmer übrig. Der südliche Schwarzwald war demnach noch nach Herstellung der neuen orographischen Verhältnisse zugedeckt und das Talsystem ist im Sedimentmantel angelegt worden.

Nun wird das Verhalten der Terrassen besitzenden Nebentäler gegenüber der Gebirgsstruktur verständlich. Sie sind der Abdachung folgende Nebentäler der tektonisch angelegten N—S-Strecke des Haupttales, die in der Sedimentdecke angelegt wurden und sich nach deren Entfernung als epigenetische Täler in das Grundgebirge einschnitten, ohne auf die Struktur Rücksicht zu nehmen. Mit der Abräumung des letzten Restes der Ablagerungen wurden die Störungslinien des Untergrundes freigelegt und konnten die Anlage neuer Täler beeinflussen. Insbesondere konnten sich auf Verrüttungslinien Täler bilden, ohne daß die Höhe der Niederschläge zunahm. Ob das geschehen ist, ist schwer oder überhaupt nicht festzustellen, sicher geschah es nicht in großem Maßstabe, weil die jungen tektonischen Täler alle erst nach der Ausbildung des unteren Terrassenbodens entstanden sind und ihre nahe Beziehung zu den tektonischen Becken für einen zeitlichen Zusammenhang mit diesen spricht.

Sie sind also ein Ergebnis der jüngeren Bewegungsphase (4), die das Talbild im einzelnen stark modifiziert hat. Durch das Einsinken der Becken wurden einige Unterläufe nach den Talerweiterungen hin abgelenkt, während andere Laufverlegungen zustande kamen durch Erleichterung der Erosion auf damals gebildeten Klüften und Verrüttungszonen. Im Zusammenhange damit steht die Ausgestaltung der jungen Erosionslandschaft in der Gegend der Wieseschleife bei Burstel. Infolge der Beckenbildung schaltet sich in die Talgeschichte ein hydrographisch eigentümlicher Zeitabschnitt ein, der mit der Seenbildung beginnt und mit der Durchsägung der beckentrennenden Riegel seinen Abschluß erfährt und dessen Spuren die intermediären lokalen Talphasenreste und einige Laufverlegungen sind. In diese Periode fällt die diluviale Vergletscherung.

Die Veränderungen der letzten Zeit sind untergeordnet. Sie betreffen nur die durch Gebirgsstruktur und Klima verursachten Formen der feineren Talskulptur und führen allmählich das heutige Talbild herbei.

Die Phasen der Talgeschichte können übersichtlich in einer Zeittafel zusammengestellt werden.

Talgeschichte

	Endogene Vorgänge	Struktur-Richtungen	Exogene Vorgänge	Formen im Talgebiet	Zeit
Vorgeschichte	Granitporphyrgänge, Einfaltung der Carbonmulde (1)	\ —			Obercarbon Obercarbon
	Quarzporphyrgänge (2)	|			Obercarbon bis Perm
			Transgression Meeresbedeckung	Rumpffläche	mtl. Buntsandtst. mtl. Buntsandtst. bis oberer Jura
Erosion in der Sedimentdecke			Rückzug des Meeres		Oberer Jura
			Talanlage im neuen Festland		
			Beginnende Abtragung des Sedimentmantels		
	NS-Stufe, WO-Stufe (3)	| —		NS-Lauf der Wiese WO-Lauf der Nebentäler[1]	Älteres Tertiär
	⋮		Abschluß der Abtragung des Sedimentmantels und Einschneiden in das Grundgebirge		
	Langsame relative Hebung des Schwarzwaldes			Epigenetische Täler	
	⋮			Ältere Talböden	Pliocän
Erosion im Rumpfgebirge	Einbruchsbekken, Junge Störungen (4)	\ | /—	Seenbildung	Strandlinien und intermediäre Terrassen 1. Phase, junge Täler, Laufverlegungen	
	⋮ ?		Vergletscherung	Glacialformen	Diluvium
			Abschmelzen der Gletscher, verstärkte Erosion	Laufverlegung bei Burstel. 2. Seenphase	
			Durchschneiden der Riegel und Entleeren d. Seen	Intermediäre Terrassen 2. Phase	
			Rezente Veränderungen	Verwitterungsformen, Bergstürze, Stauteiche	Alluvium

[1] Entsprechend der zum Hauptlauf WO gerichteten Abdachung.

Lebenslauf

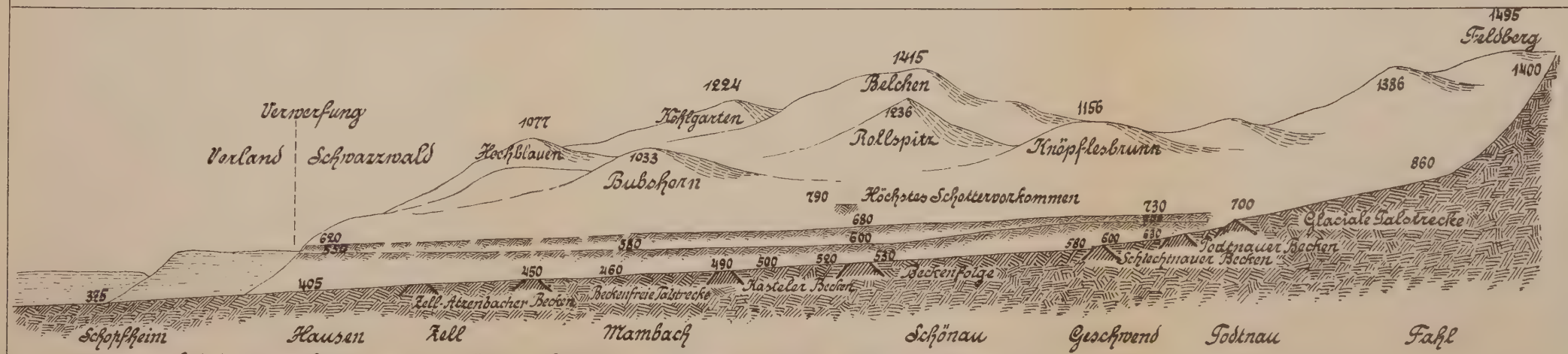
Ich bin geboren am 21. März 1881 zu Berlin. Nach Erlangung des Reifezeugnisses am humanistischen Gymnasium zu Freiberg i. Sa. studierte ich 1902 bis 1907 zu München, Straßburg und Berlin Medizin. 1908 bestand ich das medizinische Staatsexamen und erhielt 1909 die ärztliche Approbation. In der Absicht, in einer Kolonie die ärztliche Praxis auszuüben und mich daneben mit geographischen Studien zu beschäftigen, bildete ich mich am Institut für Infektionskrankheiten (Institut Robert Koch) zu Berlin, an der Zoologischen Station zu Rovigno und am Institut für Schiffs- und Tropenkrankheiten zu Hamburg in Tropenmedizin und verwandten Disziplinen aus. Anregungen, die ich vom Leiter der Station in Rovigno, Dr. Krumbach, und während meines Aufenthaltes in Hamburg von Prof. Dr. Passarge vom Kolonialinstitut erhielt, bestimmten mich, 1910 bis 1913 zu Freiburg, Halle und Leipzig Geographie, Geologie und Zoologie zu studieren; während der Ferien machte ich als Schiffsarzt einige größere Seereisen, die mir mehrwöchige Ausflüge an den mittleren Amazonas und aufs Hochland Boliviens ermöglichten. Meine naturwissenschaftliche und geographische Ausbildung verdanke ich den Herren: Physik: Braun; Chemie: Thiele; Mineralogie und Petrographie: Osann, Söllner; Geologie: Deecke, Deninger, Scupin, Walther; Botanik: Göbel, Graf zu Solms-Laubach; Zoologie: Deegener, Escherich, Goette, Krumbach, F. E. Schulze; Anthropologie, Ethnographie und Praehistorie: E. Fischer, Kossinna, Waldeyer, Weule; Geographie: Neumann, Partsch, Passarge, Schenck, Schlüter.

Belzig, im November 1913.

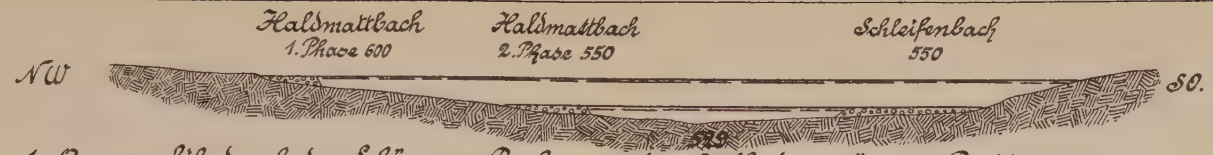
Bernhard Brandt.

2. Längsprofil der ehemaligen Seen. Längen 1:25000. Höhen 1:10000. Etwas schematisirt.
Gerölle. Sand. Moraene. In den Nebentälern sind die Schotter nur links, die Moränen nur rechts eingetragen.

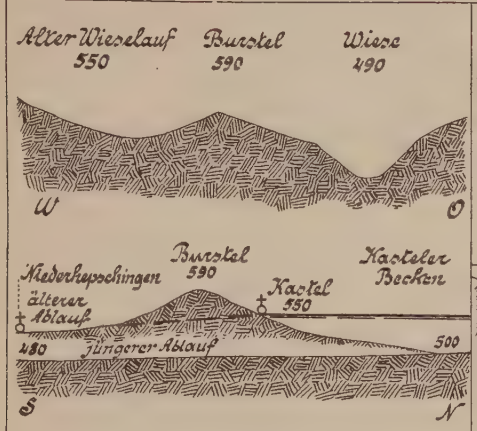
1. Normalquerprofil durch das Wiesentalgebiet. Längen zu Höhen = 1:2.



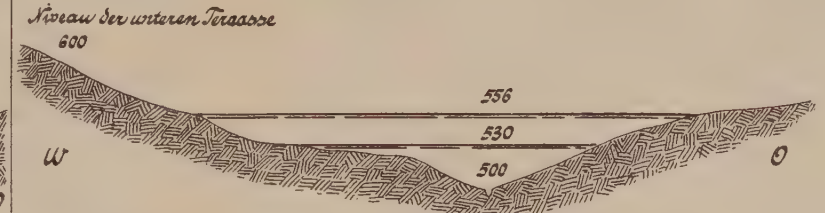
3. Längsprofil des Wiesebettes und der älteren Talböden. Längen 1:100000 Höhen 1:20000.



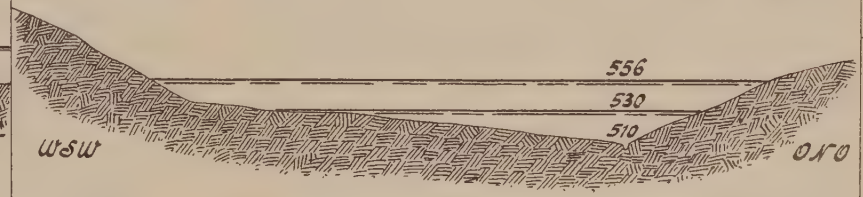
1. Querprofil durch das Schönauer Becken an der Stelle der grössten Breite. 1:10000.



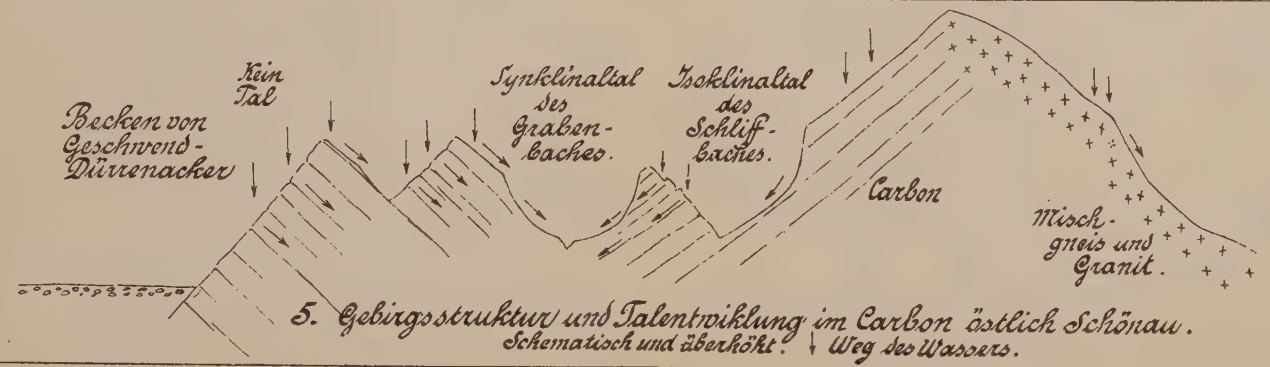
2. Quer- und Längsprofil durch den Burstelriegel südlich vom Kasteler Becken. 1:10000.



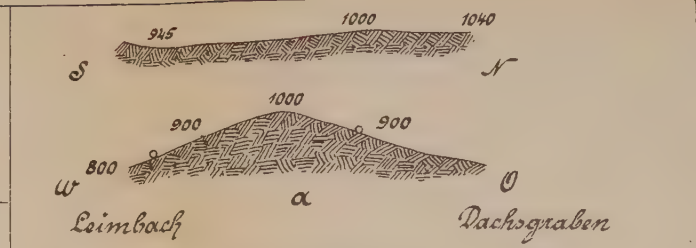
3. Querprofil des Kasteler Beckens nördlich Kastel. 1:5000

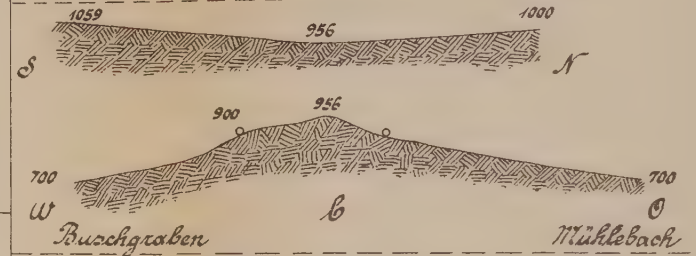


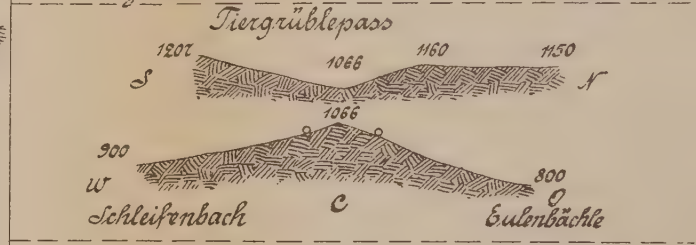
4. Querprofil durch das Kasteler Becken oberhalb der Künaberger Mühle. 1:5000.

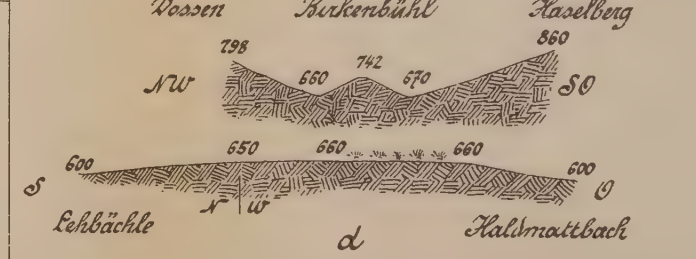


5. Gebirgsstruktur und Talentwicklung im Carbon östlich Schönau.
Schematisch und überhöht. ↓ Weg des Wassers.



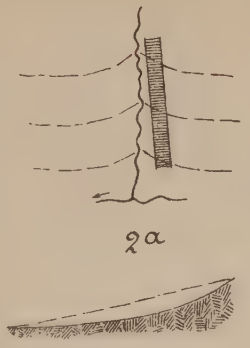




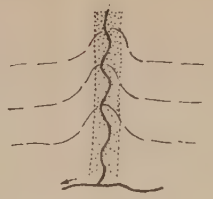


6. Vier Stadien der Pass- und Wasserscheiden-entwicklung. Oben Längs-, unten Querprofil.
○ Quelle ⁂ Quellmoor.

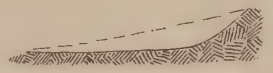
Tektonik und Talbildung.



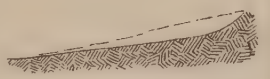
2a

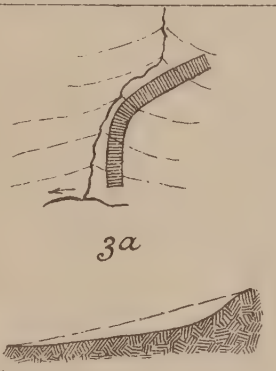


2b



1





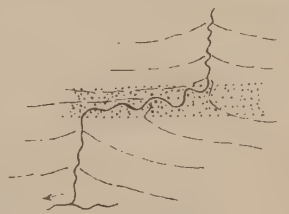
3a

3b

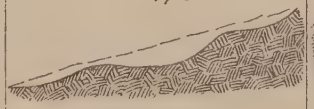
5

8

4a

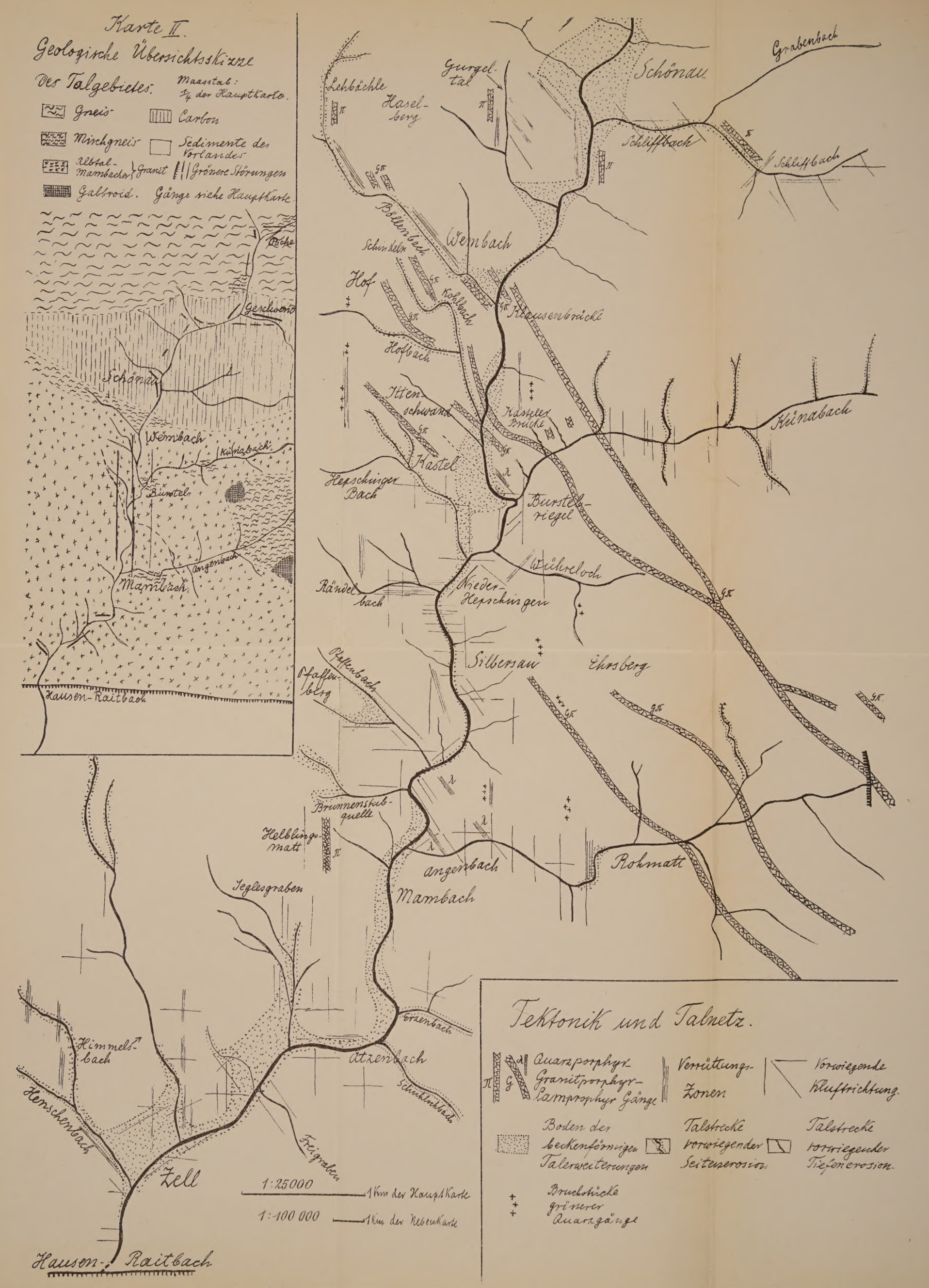


4b



6

7


Karte II.
Geologische Übersichtsskizze
des Talgebietes.
Maasstab: 1/4 der Hauptkarte.
Gneis
Carbon
Mischgneis
Sedimente des Vorlandes
Albtal-Mambacher Granit
Grössere Störungen
Gabbroid. Gänge siehe Hauptkarte.
Roche
Geschwend
Schönau
Wembach
Künabach
Burstel
Angenbach
Mambach
Hausen-Raitbach
Lehbächle
Haselberg
Gurgeltal
Schönau
Grabenbach
Schliffbach
Schliffbach
Böllenbach
Wembach
Schindeln
Hof
Kohlbach
Klausenbrücke
Hofbach
Ittenschwand
Kasteler Brücke
Künabach
Kastel
Hepschinger Bach
Burstelriegel
Wühreloch
Rändelbach
Nieder-Hepschingen
Silbersau
Ehrsberg
Pfaffenbach
Pfaffenberg
Brunnenstubquelle
Helblingsmatt
Angenbach
Rohmatt
Mambach
Seglesgraben
Erzenbach
Atzenbach
Schuhlochbach
Himmelsbach
Henschenbach
Freigraben
Zell
1:25000 1 Km der Hauptkarte
1:100 000 1 Km der Nebenkarte
Hausen-Raitbach
Tektonik und Talnetz.
Quarzporphyr-Granitporphyr-Lamprophyr Gänge
Verrüttungs-Zonen
Vorwiegende Kluftrichtung.
Boden der beckenförmigen Talerweiterungen
Talstrecke vorwiegender Seitenerosion
Talstrecke vorwiegender Tiefenerosion.
Bruchstücke grösserer Quarzgänge